Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 126. No. 1



Budapest, 1996

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 125. Nos. 3–4

Budapest

ISSN 0015-542X

Támogatók — *Sponsors*

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest
MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Kőolajkutató Rt., Szolnok
Drilling Contractor and Service Company Szolnok

Rotary Fúrási Rt., Nagykanizsa
Rotary Drilling Co. Ltd., Nagykanizsa

Primagáz–Hungária Rt., Budapest
Primagáz Hungária Industrial Commercial Company Ltd., Budapest

Pro renovanda cultura Hungariae alapítvány, Budapest
Pro renovanda cultura Hungariae foundation, Budapest

Felelős szerkesztő és kiadó
Responsible editor and publisher-in-charge

BÉRCZI István
elnök — *president*

Technikai szerkesztő — technical editor
KASZAP András

Kérjük a kéziratokat az alábbi címre küldjék
Please send manuscripts to
Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington) *Pascal Folio* (Orleans) *Zentralblatt für Paläontologie* (Stuttgart), *Referativny Zhurnal* (Moscow) and *Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató* (Budapest).

Földtani Közlöny 126/1, 1–23 (1996) Budapest

Adalékok a délkelet–dunántúli polimetamorf aljzat megismeréséhez

New results on the research of polymetamorphic basement of South-East Transdanubia

KIRÁLY Edit*

(4 ábra, 5 táblázat, 5 tábla)

Key words: amphibole, restite, geothermobarometry

Abstract

South-East Transdanubia is a part of the Tisia microcontinent. Metamorphites of this area have complex, polymetamorphic history. The first metamorphic event (1) is a Barrow-type, almandine-amphibolite facies metamorphism recognised in Görcsöny Area and it might be marked on western Mecsek Mountains. The P-T conditions of this phase are: 552–592 °C and 5–7 kbar by PLYUSNINA's thermobarometry and 580–630 °C by BLUNDY & HOLLAND's thermometry while gr-hbl pairs indicate 595–648 °C (GRAHAM & POWELL, 1984). Most of the clinopyroxenes (ferro-diopside) and amphiboles often with zoning (from actinolite to magnesio-hornblende and from silicic edenite to edenitic hornblende) developed under medium temperature and low pressure condition of the second event (2). (Some of exsolved clinopyroxenes in amphiboles containing a little chromium were texturally different from these.) The temperature from amphiboles and plagioclases developing during the second stage ranges between 540 °C and 560 °C below 2 kbar (PLYUSNINA's method) and between 416 °C and 529 °C (BLUNDY & HOLLAND's method). Clinopyroxenes partly or totally altered to amphibole aggregates on cooling. Clinopyroxenes may indicate the highest temperature of this stage but the temperature obtained from amphiboles must be lower. The temperature of melting (685 °C) may be very close to that where clinopyroxenes appear. This stage is correlated with granitization. The alterations (3) of amphibole and pyroxene to biotite and the plagioclase to microcline are the indicators of the potassium metasomatism (BUDA, 1985). It was followed by a retrograde greenschist facies metamorphism (4). In restites amphibole aggregates were replaced by plagioclase-calcite-chlorite-quartz aggregates. In western Mecsek Mountains and Görcsöny Area samples fibres of actinolite were developed parallel to 'c' axis of amphibole lath. This latter phase can be investigated in all samples.

Manuscript received: 3th November, 1994

Összefoglalás

A délkelet–dunántúli aljzat tektonikailag elkülönült területein 4 metamorf-metaszomatikus eseményt lehet nyomon követni: egy Barrow típusú, almandin-amfibolit fáciesű fázist (1) a Görcsönyi-hátságon (5–7 kbar, 552–648 °C), valamint feltételezhető a Nyugat-Mecsekben (6–8 kbar, 519–603 °C) is. A második fázis (2) a gránitosodással egyidejű közepes fokú, kis nyomású meta-

* Magyar Állami Földtani Intézet. 1143 Budapest XIV. Stefánia út 14.

morfózis a resztitekben (<2 kbar, 416–560 °C) – ahol a hőmérséklet csökkenésével egy folyamatos diopszid → amfibol → epidot-klorit-plagioklász átalakulás figyelhető meg – és feltehetően a Nyugat-Mecsekben (23 kbar, 548–603 °C), valamint a Mecsekalja vonal kőzeteiben nyomozható. Az ezt követő káli-metaszomatózis (3) a resztitekben biotit és mikroklin képződéssel járt. Az utolsó, retrográd, kis nyomású alacsony hőmérsékletű fázis (4) egységesen az egész régiót érte.

Bevezetés

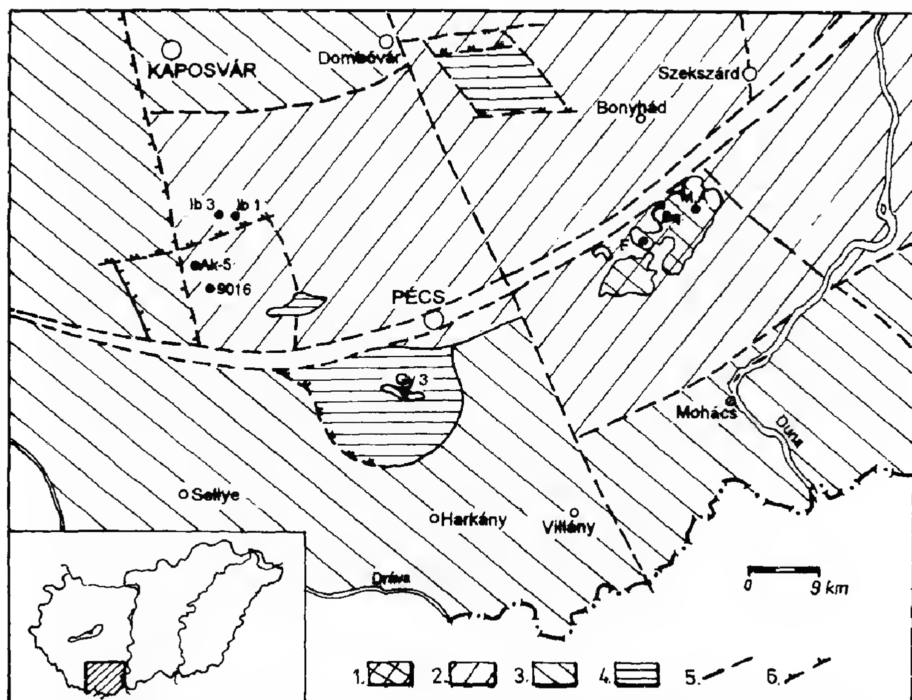
A délkelet-dunántúli aljzat polimetamorf kőzeteinek rossz feltártsága és tektonikus feldaraboltsága megnehezítik fejlődéstörténetük rekonstrukcióját. Négy, tektonikailag elkülönült terület (Nyugat-Mecsek, Görcsönyi-hátság, Mecsekalja vonal, Mórágyi rög) amfibol tartalmú mintáinak mikroszkópi és elektron-mikroszondás vizsgálataival próbáltam választ keresni az egyes metamorf fázisok sorrendiségére és geotermobarométerek alkalmazásával ezek pontos nyomás és hőmérséklet (P–T) viszonyaira.

A vizsgálatok alapjául szolgált minták az *1. ábrán* bejelölt fúrásokból (Gyód-3, Ibafa-1, Ibafa-3, 9016, Almáskeresztúr-5) és felszínről Bátaapátiból, a mórágyi szintezési alappont feltárásából (A), a mórágyi szabadidőközpontból (M) és az erdősmecskei kőfejtőből (E) származnak.

Módszerek

Vékonycsiszolatos megfigyelések során meghatároztam az egyes metamorf fázisokhoz tartozó ásványtársulásokat és ásványreakciókat, valamint megpróbáltam az egyes folyamatok között időrendiséget megállapítani. Különös figyelmet fordítottam annak vizsgálatára, hogy a minták szövete egyensúlyi-e. Általában csak a csiszolat kisebb részei mutattak egyensúlyt, egyenes, többnyire 120°-os hármas szemcsehatárral, reakciószegély nélkül. A Mecsekalja vonal területéről vett mintákban azonban nem volt egyensúly. Az amfibolok zónásak voltak, a szemcsehatárokon egyenetlenek, gyakran reakciószegéllyel.

A szöveti vizsgálatokat követően kiválogattam a közel egyensúlyban lévő ásványtársulásokból hornblende–plagioklász és hornblende–gránát ásványpárokat elektron-mikroszondás elemzésekre. Az elemzések az ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszéken készültek, AMRAY 1830 I/T6, EDAX PV 9800 energia diszperzív rendszerű (20kV, 2 nA) készülékkel. A színes elegyrészek elemzéseit a különböző generációk elkülönítésére használtam fel, míg a hornblende–plagioklász és hornblende–gránát ásványpárokból képződési hőmérsékletet számoltam PLYUSNINA (1982), BLUNDY & HOLLAND (1990) és GRAHAM & POWELL (1989) módszerével. A zónás amfibolokból relatív nyomás- és hőmérsékletváltozásra következtettem.



1. *ábra.* A délkelet-dunántúli alaphegység egyszerűsített földtani térképe, SZEDERKÉNYI (1974) után, a mintavételezési pontok megjelölésével. Jelmagyarázat: 1. gránit a felszínen, 2. fedett gránit, 3. fedett kristályos aljzat, 4. fedett ultrabázitok, 5. törésvonal, 6. feltolódás

Fig. 1. Reduced geological map of the South-East Transdanubia basement (SZEDERKÉNYI, 1974). Legend: 1. granite, 2. covered granite, 3. covered crystalline basement, 4. covered ultramafic rocks, 5. fault, 6. reverse fault

Földtani áttekintés

Már az 1800-as évek elején (KITAIBEL Pál és BEUDANT) felfigyeltek metamorfit kavicsokra Délkelet-Dunántúlon. Több metamorf fázis meglétére VADÁSZ (1935) hívta fel a figyelmet, monográfiájában. A későbbi kutatások általában két metamorf eseményt különítettek el: egy általában gránitosodással egybekötött amfibolit fáciesű és ezt követően egy retrográd zöldpala fáciesűt (GHANEM és RAVASZNÉ-BARANYAI (1969), SZEDERKÉNYI (1974), SZALAY (1977)). JANTSKY (1979) két amfibolit fáciest, a fiatalabbat ultrametamorfózissal, majd egy zöldpala fáciest különített el. Az egyes metamorf fázisok feltételezett korait és sporadikus koradatait az *I. táblázat* tartalmazza.

A feltehetően legidősebb metamorfózis egy Barrow típusú, almandin-amfibolit fáciesű, DNy-ról ÉK-felé haladó progresszív átalakulás volt, amely elsősorban a Görcsönyi-hátságon (SZEDERKÉNYI 1974) jelentkezik, de megvan a Somogy–Dráva-medencében (ÁRKAI 1984, TÖRÖK 1992), a Derecskei süllyedékben (ÁRKAI et al. 1985) és a Duna–Tisza közén is (SZEDERKÉNYI 1984, ÁRKAI et al.

A polimetamorfózis koradatai irodalmi adatok alpján
Radiometric ages of polymetamorphism from literature

I. táblázat – Table I

SZERZŐK (Régió)	1. MET.CIKLUS	2. MET.CIKLUS	3. MET.CIKLUS
SZEDERKÉNYI (1974) (DK-Dunántúl)	proterozóikum I. gránitosodás	alsó karbon szudétai vagy ausztriai fázis II. gránitosodás	variszkuszi a fillit öv begyűrődése
SZALAY (1977) (Alföld)	amfibolit fáciesű, reg. met., szinkin. migmatitosodással (granodiorit)	zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis, milonitosodás	Si-, K-, Na-metaszomatózis, késő kinematikus gránitintrúziók
KOVÁCH-SVINGOR (1977) (Pannon medence)	403-273 Ma (Sr/Rb) anatexis		
JANTSKY (1979) (DK-Dunántúl)	1500-1200 Ma gotidák amfibolit fáciesű regionális met.	1200-1000 Ma dalslandi amfibolit fáciesű ultrametamorfózis	700-520 Ma felső rifei zöldpala fáciesű regionális met.
ÁRVA-SÓS-BALOGH (1979)	356-310 Ma (K/Ar[musz,amf])	306±6 Ma (K/Ar[musz]) 288±10 Ma (K/Ar[bi])	
SZEDERKÉNYI (1984) (Alföld)		variszkuszi Barrow-típ. progr. szakasz, kataklázis (gránitban nincs)	alpi retrográd klorit és albit képződés K-metaszomatózis
BUDA (1985) (Mórágyi-dombság)	365±8 Ma (U/Pb) 329±11 Ma (K/Ar[bi]) 340 Ma (K/Ar[amf]) gránitosodás	298-288 Ma K/Ar mikroklinen variszkuszi kollíziós szakasz	231-193 Ma (K/Ar[bi,amf]) retrográd metamorfózis
ÁRKAI et al.(1985) (D-Magyarország)	prevariszkuszi vagy idősebb variszkuszi almandin-amfibolit fáciesű (530-580°C, közepes nyomás)	variszkuszi gránitosodás retrográd metamorfózis (bi és hbl izográd között)	variszkuszi vagy alpi retrográd metamorfózis (<450°C)

(bi - biotit, musz - muszkovit, amf - amfibol, hbl - hornblende, reg. – regionális, met – metamorfózis, szinkin.– szinkinematikus)
(bi – biotite, amf - amphibole, hbl – hornblende, reg. met. – regional metamorphism, szinkin. – synkinematic)

1985). Ezen a területen a legmagasabb metamorf fokot elért kőzet az eklogit (RAVASZ–BARANYAI 1969). Gránitosodásra utaló jelenségek nincsenek itt, ellentétben a mórágyi gránitosodott vonulattal, amelyet a szalatnaki törés választ el a Görcsönyi-hátság kristályos aljzatától (SZEDERKÉNYI 1974).

A gránitosodás és a közepes hőmérsékletű, kis nyomású metamorfózis a Szekszárdi-dombságon jelentkezik legegyértelműbben. A mórágyi gránitvonulatról PETERS (1852) adott először leírást. JANTSKY (1950) a mórágyi vonulat északi pereméről milonitos, kataklázos szövetet írt le, valamint felismerte az erdősmecskei–bátaapáti amfibolit vonulatot az ófalui fillitövben. A fillitöv csapása párhuzamos az alpi "Mecsekalja-vonallal" (SZEDERKÉNYI 1974). SZEDERKÉNYI (1983) geokémiai vizsgálatai alapján mind a Görcsönyi-hátság amfibolitjai, mind az ófalui amfibolitok és metavulkanitok tholeiites összetételű vulkanoszediment összlethez tartoznak, ez utóbbiban azonban több az üledékes jelleg. Kémiai összetételük megegyezik több, korai paleozóos geoszinklinális spilites–keratofíres magmatizmusának kémiai összetételével. Legutóbbi kutatások a területen az ÁRKAI és NAGY (sajtó alatt) által vizsgált resztitek és milonitosodott amfibolitok Erdősmecskéről. A milonitosodás egy amfibolit fáciesű progresszív fázis eredménye. Elkülöníti a milonitosodott amfibolitok amfiboljait a resztitek amfiboljaitól. Míg a milonitosodott területen az amfibol főleg magnézio-hornblende összetételű, a resztitekben aktinolit vagy aktinolitos hornblende. Ez utóbbi progresszív jellegét a szerző csak alacsony hőmérsékleten végbement szételegyedés, ill. szilárd fázisú átalakulás eredményének tekinti, amely minden addigi metamorf fázis nyomát felülbélyegzi. A kétféle kőzetből származó amfibolok kémiai összetétele eltérésének az oka feltehetően komplex, 3 fő tényezője: eredeti kőzetösszetétel lokális változása (1), a metaszomatózis különböző aktivitása (2) és az intenzív nyíródás okozta különbségek (3).

SZÁDECZKY–KARDOSS (1959) felismerte a gránit szinkinematikus jellegét és egy anatektikus-metaszomatikus modellt állított fel a gránit képződésére. "Migmás eredetű metaszomatikus képződményeket" írt le a Pécs-7. számú fúrásból, amely konkordáns kapcsolatban van az epidot–amfibolit fáciesű kőzetekkel. FÖLDVÁRINÉ-VOGL és BÖJTÖSNÉ-VARRÓK (1968) geokémiai vizsgálatokkal több fázisú migmatitosodást és káli-metaszomatózist mutatott ki ezen a területen. A káli-metaszomatózis alátámasztására BUDA (1968, 1969, 1985) kimutatta, hogy a dél–magyarországi granitoidokban található porfiroblasztos, rendezett szerkezetű mikroklin alacsony hőmérsékletű oldatokból keletkezett. A mikroklin és a bezáró kőzet kémiai összetétele között nincs összefüggés.

BUDA (1985) fő– és nyomelem adatokat közölt a migmatitokban talált resztitekről. A kalciumban gazdag kiindulási kőzetekből mészalkáli–jellegű resztitek különültek el, amelyeket három csoportba sorolt: biotit–amfibolkvarcmonzonit, amfibol–biotitkvarcmonzonit és amfibol–biotitmonzogránit. Az NH^{4+} tartalmuk alapján mind üledékes, mind magmás eredetet bizonyított. ÁRKAI (1985) a PLYUSNINA (1978)-féle geotermobarméterrel kis nyomású, 530–580 °C–ú, biotit–hornblende izográdú retrográd fázist határozott meg a resztitekből.

Az utolsó metamorf fázis az alpi orogenezis eredményeként egy retrográd, kloritosodást és második generációs albitokat eredményező átalakulás (SZEDER-

KÉNYI, 1984). Ezt ÁRKAI et al. (1985) retrográd, kis nyomású, kis hőmérsékletű (<450 °C) zöldpala fáciesű metamorfózisnak határozta meg.

A Délkelet-Dunántúl kristályos aljzatának folytatása és nagytektonikai kapcsolatai a terület fedettsége miatt nehezen tisztázhatók. VADÁSZ (1935) a töréses szerkezetek alapján megállapította, hogy a délkelet-dunántúli terület az alp–kárpáti és dinári vonulatok ellenkező irányú mozgásainak elválasztója.

A 60-as években SZEPESHÁZY (1962) kimutatta a mecsek–nagykőrösi kristályos vonulatot, amely Battonya alatt is megvan. CSALAGOVITS (1964) felvetette a Rhodope–Vardarida–Kraistida vonulathoz való szoros kapcsolatot. BUDA (1970) a mikroklinek kettős triklinitása alapján bizonyította a Duna–Tisza közi granitoidok közvetlen kapcsolatát a mecseki granitoid előfordulásokkal. SZEDERKÉNYI (1974) és JANTSKY (1979) szintén rokonította a Délkelet–Dunántúl metamorf aljzatát a Duna–Tisza köze metamorf aljzatával, ezenkívül kapcsolatot tételeztek fel még a Papuk–Psunj–Krndija–Ravna-Gora–Dilj, az Erdélyi-középhegység, a Déli-Kárpátok, az anatóliai köztes masszívum tömegeivel. SZEDERKÉNYI kétségbe vonta a JANTSKY által állított kapcsolatot a Vilyvitányi-röggel, a Rhodopeval és a Szerb–Macedon Masszívummal. A Mecsek stabil európai kontinenshez való tartozását BALLA (1988) a mikrokontinens jelentős mértékű horizontális elmozdulásával magyarázza.

A resztitek fejlődéstörténete

A resztitek autochton gránitban gyakori, máfikus elegyrészben gazdag, lencse alakú kőzetzárványok. A gránit mélyebb részeiről vagy a protolitból származó reliktumok, vagy a kontakt anatexis fragmentumai lehetnek (BOWES 1989; DIDIER és BARBARAN 1991).

A Mórágyi Gránitban található resztitek határa rendszerint éles, sokszor káliföldpátból álló porfiroblasztos erek veszik körül (*I. tábla*, 1, 2). A lencsék mérete nagyon változó, néhány cm-től több tíz cm-ig terjedhet, alakjuk megnyúlt ovális. A Mórágyi Gránit resztitjeinek csoportosítását a *II. táblázat* tartalmazza. Az 1. csoportból, a legkevésbbé átalakult kőzetekből fejlődnek ki a gránitosodás és az azt követő folyamatok eredményeként, a 2, 3, és 4. csoport resztitjein keresztül az 5. csoport resztitjei.

Az 1. csoport, irányított szövetet mutató mintáira hatott legkevésbé a gránitosodás. A gránitosodással járó hőmérséklet emelkedés hatására nem alakultak ki aggregátumok, megmaradt a kőzet – feltehetően gránitosodás előtti – palássága.

A 2. és 3. csoport mintáiban klinopiroxén található. Megjelenése háromféle: (1) nagy (200–1000 μm), önálló hipidioblasztos piroxén táblák, hasadás mentén opak ásványokkal (*II. tábla*, 1), (2) ezek széteséséből származó kisebb (50–500μm) szemcsék és (3) apró (100–300 μm), üde szemcsék, aggregátumokba rendeződve. A 2. csoport resztitjeiben, az 1. csoporthoz hasonlóan megvannak a piroxén aggregátumoknál idősebb, a palásság síkjába beálló önálló amfibol lécek és biotit táblák. Emellett itt azonban (1) önálló piroxén táblák is megjelennek, amelyek feltehetően egy idősebb generáció termékei. Az elektron-mik-

A kőzetek csoportosítása vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján. A kőzetneveket NASIR (1991), a szemcseméreteket MASON (1990), a szöveti elnevezéseket pedig WINKLER (1974) nevezéktana alapján adtam

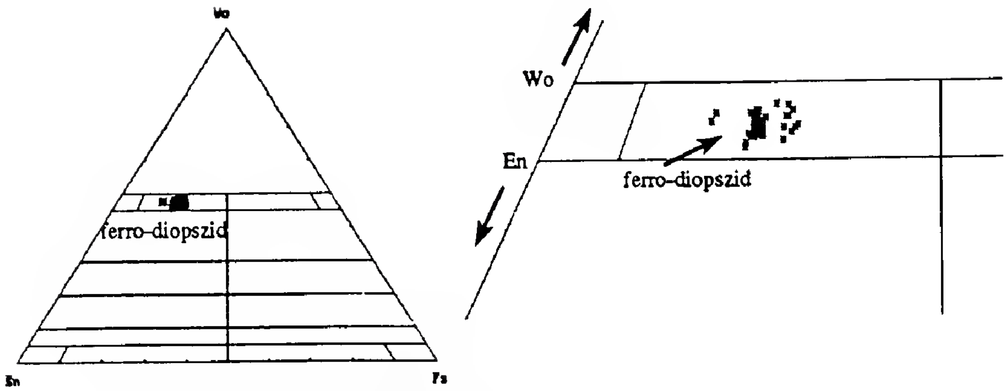
Groups of rock samples (rock nomenclature after NASIR, 1991, grain sizes after MASON, 1990, textural nomenclature after WINKLER, 1974)

II. táblázat – Table II

MINTA	MAKROSZKÓPOS LEÍRÁS	SZÖVET	ÁSVÁNY-TÁRSULÁS	MEGKÜLÖN-BÖZTETÉS
1. biotitos amfibol-földpát gneisz				
M1 M3 M5	irányított, durva, fémes szürke, csillámos, masszív	grano- nemato- blasztos	bi,amf, kfpát,q,pl ap,kc,op, kl,ep,szer	irányított amf. és bi, amf. aggr. nem jell. durva szemcsés, sok q-ot tart., ti nincs
2. piroxénes biotitos amfibol-földpát pala				
A0/1 A0/2 A1,A2 A3	irányított, durva, fé- mesen szürke, mállékony	grano- nemato- blasztos	bi,pl,px amf,kfpát kc,ap,op, szer,ep,zr	irányított szines elegyrész, sok px-t tart., ami biotitosodik
3. piroxénamfibolit				
A4/A A4/B E3/2A E3/2B	irányított, finom, zöldes szürke, foltos, masszív kőzet	grano- (poikilo) blasztos	amf,kfpát, pl,px,ep, bi,kc,q, szer,kl	amf.aggregátumban van, peremén vagy belsejében px-nel; a bi kevés
4. titanit tart. amfibolit				
M4/1A M4/1B M4/2 M12/1 M12/2 M12/3 M2	nem irányított apró s.zöl- desszürke, aggr.-os masszív	(nemato-) grano- blasztos	kfpát,amf pl,ti,bi,q, q,ep,kc,ap kl,op,szer	amf.aggr. jell., nagy ti-tal, px nincs, bi kevés
5. kalcitosodott amfibolit				
E1/1 E1/2 E3/1 E3/2 E3/2x E3/3 E3/4 M6,M8 M9,M10 Xe,Fb Ak5	nem irányított finom, zöldes- szürke, fekete aggr. fehér udvarral masszív	nemato- grano- blasztos	kfpát,pl kc,bi,ep kl,amf,q,ti op,ap,zr	kalcitosodott, kloritosodott, pl tart. pszeudom., amf. nem jell., ha van, akkor is aktinolitos összetetelű

A táblázatban használt rövidítések: amf – amfibol, px – piroxén, pl – plagioklász, kfpát – káliföldpát, bi – biotit, gr – gránát, ep – epidot–klinozoizit, kc – kalcit, ti – titanit, q – kvarc, ap – apatit, op – opakásvány, kl – klorit, szer – szericit, musz – muszkovit, zr – cirkon, aggr. - aggregátum, jell. - jellemző, pszeudom. – pszeudomorfóza

amf – amphibole, px – pyroxene, pl – plagioclase, kfpát – potassium feldspar, bi – biotite, gr – garnet, ep – epidote–clinozoizite, kc – calcite, ti – titanite, q – quarz, ap – apatite, op – opaque, kl – chlorite, szer – sericite, musz – muscovite, zr – zircon, aggr. - aggregate, jell. - characteristic, pszeudom. – pseudomorph



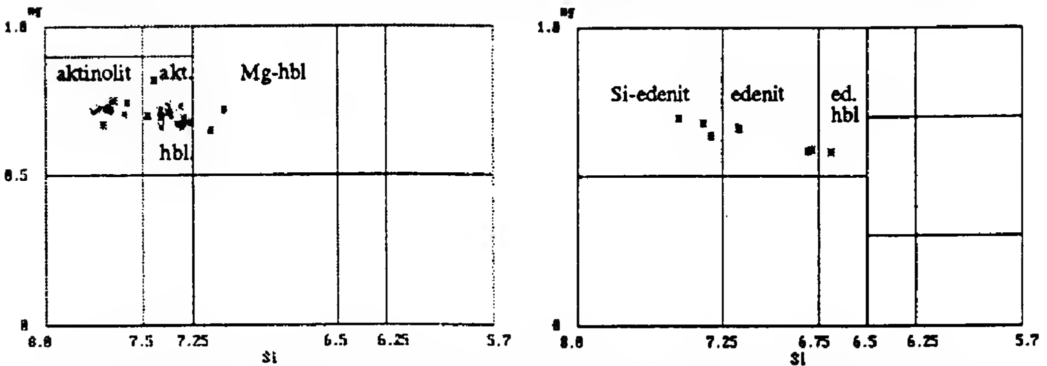
2. ábra. A resztitekben található piroxének osztályozása, az IMA (1988) nevezéktana szerint

Fig. 2. Classification of pyroxenes in restites (IMA, 1988)

roszondás elemzések során ferro-diopszidnak adódtak, az aggregátumokban lévő piroxénekkel egyetemben (2. *ábra, III. táblázat*). A különbség, hogy a hipidioblasztos piroxén tartalmaz némi Cr-ot (<0,63%) és szételegyedésként szintén Cr tartalmú amfibolt.

A piroxén aggregátumokba tömörülését (*II. tábla, 2*) a területen lezajlott gránitosodás során, a megnövekedett hőmérséklet okozta a resztitekben. Ez megfelel az ÁRKAI et al. (1985) által leírt, szinkinematikus gránitosodással járó, magas hőmérsékleti gradienssel jellemezhető metamorfózisnak.

A hőmérséklet csökkenésével a 3. csoportban lévő piroxén aggregátumokon jól nyomon követhető átalakulás ment végbe: a piroxén szemcsék peremén vékony aktinolit tűk jelentek meg, a piroxén uralitosodott (*III. tábla, 1*). Az aggregátumok instabillá váltak, a piroxénben a peremeket követően a hasadások



3. *ábra*. A resztitek amfiboljainak osztályozása LEAKE (1978) nevezéktana szerint (Fe3+ becslése DROOP (1987) alapján). (akt. hbl. – aktinolitos hornblende, Mg-hbl – magnézio-hornblende, Si-edenit – sziliciumedenit, ed. hbl – edenites hornblende)

Fig. 3. Classification of amphiboles in restites (LEAKE, 1978). akt.hbl. – actinolitic hornblende, Mg-hbl – magnesio hornblende, Si-edenit – silicic edenite, ed. hbl – edenitic hornblende

A króm tartalmú piroxén és a benne szételegyedett amfibol kémiai összetétele
Chemical composition of Cr bearing pyroxene and amphibole lamellas within pyroxene

III. táblázat – Table III

	aktinolit	akt.hbl	akt. hbl	Mg-hbl		ferro-di	Cr-ferro-di
	A0/1-c	A0/1-m	A3-b_1	A3-b_2		A01-c	A01-h
Na_2O	0.50±0.038	0.00	0.00	1.33±0.084	Na_2O	0.00	0.00
MgO	16.87±0.182	14.59±0.165	14.87±0.159	13.90±0.158	MgO	14.46±0.175	13.59±0.156
Al_2O_3	3.43±0.094	4.56±0.096	5.09±0.091	6.14±0.099	Al_2O_3	1.35±0.071	1.50
SiO_2	53.67±0.23	51.46±0.216	51.64±0.212	49.21±0.207	SiO_2	52.14±0.219	51.66 ±0.201
K_2O	0.18±0.046	0.35±0.037	0.39±0.034	0.46±0.033	K_2O	0.00	0.00
CaO	12.92±0.093	13.32±0.919	12.93±0.088	12.67±0.089	CaO	23.63±0.118	23.35±0.112
TiO_2	0.20±0.068	0.45±0.061	0.30±0.059	0.50±0.052	TiO_2	0.05±0.035	0.00
Cr_2O_3	0.68±0.078	0.42±0.072	0.10±0.181	0.85±0.078	Cr_2O_3	0.13±0.14	0.43±0.068
MnO	0.28±0.238	0.70±0.411	0.55±0.349	0.56±0.378	MnO	0.38±0.057	0.37±0.051
FeO	9.65±0.115	12.69±0.126	12.80±0.122	12.79±0.123	FeO	6.86±0.103	8.07±0.098
össz:	98.38	98.54	98.67	98.41	össz:	99.00	98.97
Si	7.596	7.396	7.355	7.157	Si	1.9529	1.9477
Al^4	0.404	0.604	0.645	0.843	Al^4	0.0471	0.0523
Al^6	0.168	0.168	0.209	0.209	Al^6	0.0125	0.0142
Cr	0.076	0.048	0.011	0.098	Cr	0.0038	0.0128
Ti	0.021	0.049	0.032	0.055	Ti	0.0014	-
Fe^{3+}	0.028	0.124	0.343	0.016	Fe^{3+}	0.0269	0.0243
Mg	3.559	3.125	3.157	3.013	Mg	0.8073	0.7637
Fe^{2+}	1.114	1.401	1.182	1.540	Fe^{2+}	0.1481	0.1850
					Fe^{2+M2}	0.0398	0.0451
Mn	0.033	0.085	0.066	0.069	Mn^{M2}	0.0120	0.0118
Ca	1.959	2.051	1.973	1.974	Ca^{M2}	0.9483	0.9432
Na	0.041	-	-	0.026			
Na^A	0.096	-	-	0.349			
K^A	0.032	0.064	0.071	0.085			

mentén is amfibol képződött, majd a piroxén aggregátumok teljesen amfibol aggregátumokká alakultak (*III. tábla*, 2).

Sok resztitben csak amfibol aggregátumokat találunk (4. csoport). A piroxén aggregátumok vagy ki sem fejlődtek, vagy teljesen átalakultak. Ezekben a mintákban a plagioklász és amfibol közötti egyensúlyi szövetet az egyenes szemcsehatár, az izometrikus és megnövekedett szemcseméret jelzi. Az amfibol összetétele aktinolitostól magnézio-hornblendéig terjed (*3. ábra, IV. táblázat*). Az amfibollal egy paragenezist mutató plagioklászt használtam fel a metamorf fázis pontos nyomás és hőmérséklet feltételeinek meghatározására. Ehhez

Elemzések a resztitek amfiboljaiból és a bátaapáti zónás amfibolokból (A minta megjelölésénél a betűk utáni szám a zóna számát jelenti a magtól a perem felé haladva)

Chemical composition of amphibole (sometimes with zoning) from restites, Mecsekalja zone

IV/a táblázat – Table IVa

	Si-edenit	akt.	akt.	akt.	akt.hbl	edenit	akt.	akt.hbl
	A0/1-c	A0/1-e	A0/1-f	A0/1-i_1	A0/1-i_2	A0/1-k_1	A0/1-k_2	A0/1-m
Na_2O	1.82±0.12	0.50±0.038	0.00	0 00	0.00	2.27±0.14	0.00	0.00
MgO	14.74±0.162	16.87±0.182	15.65±0.167	16.01±0.173	14.60±0.168	11.92±0.157	16.12±0.176	14.59±0.165
Al_2O_3	4.48±0.091	3.43±0.094	3.83±0.094	2.81±0.083	4.85±0.095	9.03±0.093	2.72±0.083	4.56±0 096
SiO_2	50.99±0.209	53.67±0.23	53.06±0.217	54.28±0.228	51.53±0.222	45.45±0.214	54.39±0.228	51.46±0.216
K_2O	0.31±0.033	0.18±0.046	0.26±0.04	0.15±0.036	0.39±0.032	0.85±0.038	0.13±0.04	0.35±0.037
CaO	12.68±0.089	12.92±0.093	13 21±0.09	13.20±0.095	13.14±0.095	12.58±0.092	13.28±0.097	13.32±0.919
TiO_2	0.15±0.024	0.20±0.068	0.00	0.14±0.077	0 44±0.055	0.37±0.056	0.00	0.45±0.061
Cr_2O_3	0.00	0.68±0.078	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42±0.072
MnO	0.61±0.372	0.28±0.238	0.65±0.398	0.57±0.385	0.61±0.384	0.46±0.326	0.53±0.364	0.70±0.411
FeO	12.02±0.121	9.65±0.115	11.83±0.119	11.74±0.123	12.96±0.131	15.33±0.14	11.31±0.125	12.69±0.126
össz:	97.79	98.38	98.49	98.90	98.51	98.26	98.48	98.54
Si	7.413	7.596	7.552	7.682	7.387	6.761	7.725	7.396
Al^4	0.587	0.404	0.448	0.318	0.613	1.239	0.275	0.604
Al^6	0.181	0.168	0.194	0.151	0.206	0.344	0.180	0.168
Cr	-	0.076	-	-	-	-	-	0.048
Ti	0.016	0.021	-	0.014	0.048	0.041	-	0.049
Fe^{3+}	-	0.028	0.178	0.108	0.204	-	0.029	0 124
Mg	3.194	3.559	3.320	3.377	3.118	2.643	3.413	3.125
Fe^{2+}	1.462	1.114	1.230	1.281	1.349	1.907	1.314	1.401
Mn	0.075	0.033	0.078	0.069	0.074	0.058	0.064	0.085
Ca	1.974	1.959	2.014	2.001	2.017	2.005	2.021	2.051
Na	0.026	0.041	-	-	-	-	-	-
Na^A	0.486	0.096	-	-	-	0.655	-	-
K^A	0.057	0.032	0.047	0.027	0.071	0.161	0.023	0.064

PLYUSNINA (1982) és BLUNDY & HOLLAND (1990) módszerét alkalmaztam. Elektron-mikroszondás mérések erre a célra csak ott készültek, ahol a szemcsehatárok egyenesek voltak és nem volt közöttük reakciószegély, azaz teljesült az ásványok közötti egyensúlyi feltétel. Ezek alapján az amfibol és plagioklász képződése egy kis nyomású (<2 kbar), közepes hőmérsékletű (416–521 °C – BLUNDY & HOLLAND(1990), 540–560 °C – PLYUSNINA(1982)) fázishoz köthető. A kapott hőmérséklet azonban feltehetően nem a metamorfózis termikus csúcsa, mivel az amfibol képződését megelőzően, magasabb hőmérsékleten piroxén képződött. BUDA (1986) által a gránitosodás hőmérsékletére megadott érték (685 °C) is magasabb hőmérsékletet jelez. A piroxén aggregátumok kialakulá-

IV/b táblázat – Table IVb

	akt.hbl	akt.hbl	Mg-hbl	akt.hbl	akt.	ed.hbl	akt.hbl	akt.
	A0/2-c	A3-b_1	A3-b_2	A4-b	A4-e	Ba-a_1	Ba-a_2	Ba-a_3
Na_2O	0.00	0.00	1.33±0.084	0.62±0.038	0.00	2.04±0.118	1.37±0.111	1.00±0.108
MgO	13.98±0.155	14.87±0.159	13.90±0.158	13.40±0.158	14.50±0.164	10.99±0.154	14.86±0.178	16.30±0.178
Al_2O_3	5.50±0.097	5.09±0.091	6.14±0.099	5.74±0.096	3.73±0.116	12.80±0.137	5.40±0.113	2.77±0.094
SiO_2	50.85±0.208	51.64±0.212	49.21±0.207	50.17±0.211	52.24±0.219	44.73±0.228	52.39±0.246	54.54±0.245
K_2O	0.44±0.035	0.39±0.034	0.46±0.033	0.40±0.034	0.23±0.026	0.45±0.047	0.00	0.00
CaO	13.05±0.12	12.93±0.088	12.67±0.089	13.04±0.089	13.18±0.09	12.25±0.113	12.56±0.117	12.91±0.116
TiO_2	0.46±0.062	0.30±0.059	0.50±0.052	0.03±0.014	0.09±0.046	0.37±0.078	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.10±0.181	0.85±0.078	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.38±0.257	0.55±0.349	0.56±0.378	0.67±0.422	0.77±0.444	0.00	0.00	0.00
FeO	13.46±0.124	12.80±0.122	12.79±0.23	14.56±0.13	13.49±0.127	13.93±0.187	11.68±0.176	9.97±0.166
össz:	98.12	98.67	98.41	98.63	98.23	97.56	98.26	97.49
Si	7.337	7.355	7.157	7.273	7.525	6.592	7.483	7.772
Al^4	0.663	0.645	0.843	0.727	0.475	1.408	0.517	0.228
Al^6	0.272	0.209	0.209	0.254	0.158	0.815	0.392	0.237
Cr	-	0.011	0.098	-	-	-	-	-
Ti	0.050	0.032	0.055	0.003	0.009	0.041	-	-
Fe^{3+}	0.173	0.343	0.016	0.166	0.186	-	-	-
Mg	3.007	3.157	3.013	2.895	3.113	2.414	3.164	3.462
Fe^{2+}	1.451	1.182	1.540	1.599	1.439	1.717	1.395	1.188
Mn	0.046	0.066	0.069	0.082	0.094	-	-	-
Ca	2.017	1.973	1.974	2.025	2.034	1.934	1.922	1.971
Na	-	-	0.026	-	-	0.066	0.078	0.029
Na^A	-	-	0.349	0.174	-	0.517	0.301	0.247
K^A	0.081	0.071	0.085	0.074	0.042	0.085	-	-

sához köthető hőmérséklet azonban nem volt számítható, klinopiroxén-plagioklász ásványpárokon alapuló geotermométer hiányában.

Az amfibol aggregátumok kialakulását BUDA (1986) által káli-metaszomatózisnak leírt, mikroklin és biotit képződéssel járó folyamat követte. A mikroklin és biotit néhol szimplektit–szerű összenövéseket alkot, azaz ugyanannak az átalakulásnak az eredményeként jöttek létre. A metaszomatózis hatására az 1. csoport amfiboljai biotitosodtak, a felszabaduló Ca az apatitba vagy kalcitba épült be (*IV. tábla, 1*). A *IV. tábla 2. fotóján* jól látszik hogy a biotitosodás az uralitosodást követően zajlott le. A 2. csoport piroxén aggregátumai megőrződtek a káli-metaszomatózisig anélkül, hogy amfibollá alakultak volna. A metaszomatózis általában közvetlenül a piroxént érte. A piroxén a biotittal szimp-

IV/c táblázat – Table IVc

	ed hbl	edenit	akt.	edenit	ed.hbl	akt.	ed.hbl
	Ba-a$_4$	Ba-b$_1$	Ba-b$_2$	Ba-b$_3$	Ba-c$_1$	Ba-c$_2$	Ba-c$_3$
Na_2O	1.98±0.119	1.76±0.12	1.00±0.107	1.77±0.119	1.93±0.121	0.99±0.097	1.61±0.11
MgO	11.04±0.16	11.89±0.163	16.28±0.184	11.64±0.165	11.46±0.159	16.45±0.181	11.47±0.161
Al_2O_3	12.52±0.145	11.24±0.138	3.06±0.168	11.46±0.145	11.86±0.138	2.73±0.129	12.08±0.14
SiO_2	44.51±0.231	46.88±0.234	54.42±0.25	46.14±0.235	45.16±0.23	54.08±0.249	44.78±0.233
K_2O	0.42±0.045	0.35±0.047	0.00	0.28±0.068	0.32±0.045	0.03±0.015	0.45±0.044
CaO	12.23±0.114	12.54±0.116	12.92±0.118	12.50±0.115	12.00±0.113	12.76±0.115	12.55±0.117
TiO_2	0.55±0.115	0.25±0.066	0.00	0.45±0.132	0.33±0.093	0.00	0.77±0.079
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07±0.029	0.00	0.00
FeO	13.95±0.19	13.36±0.186	10.03±0.17	13.41±0.19	13.68±0.186	9.55±0.166	12.97±0.185
össz:	97.20	98.47	97.71	97.65	96.81	96.59	96.68
Si	6.588	6.804	7.740	6.756	6.674	7.767	6.631
Al^{IV}	1.412	1.196	0.260	1.244	1.326	0.233	1.369
Al^{VI}	0.772	0.727	0.253	0.734	0.740	0.229	0.739
Ti	0.061	0.027	-	0.050	0.037	-	0.086
Fe^{3+}	-	-	-	-	0.099	-	-
Mg	2.436	2.572	3.451	2.541	2.524	3.521	2.532
Fe^{2+}	1.727	1.621	1.193	1.642	1.592	1.147	1.606
Mn	-	-	-	-	0.008	-	-
Mn^{M4}	-	-	-	-	0.001	-	-
Ca	1.939	1.981	1.969	1.961	1.900	1.964	1.991
Na	0.061	0.019	0.031	0.039	0.099	0.036	0.009
Na^{A}	0.507	0.476	0.245	0.464	0.454	0.240	0.453
K^{A}	0.079	0.065	-	0.052	0.060	0.005	0.085

lektit-szerű összenövést alkot (*V. tábla, 1*), de a vele együttesen előforduló mikroklinesedés és a biotit piroxénhez viszonyított túlsúlya, valamint a biotitban lévő piroxén zárványok (*IV. tábla, 2*) arra utalnak, hogy a piroxén biotitosodott. Az amfibol aggregátumok biotitosodása nem jellemző.

A mikroklin képződése szinte mindegyik mintában nyomonkövethető. Átalakította a plagioklászt és 'feldarabolta' az amfibol aggregátumokat, a szemcsehatárokon, majd az amfibol lécekbe is behatolt (*V. tábla, 2*). A plagioklász mikroklinesedésére utalnak a relikt plagioklász szemcsék a xenoblasztos mikroklinen belül, valamint a szemcsék peremén a mirmekit képződése (AUGUSTITHIS 1990).

A káli-metaszomatózis időbeli viszonyát az egyes metamorf fázisokhoz két tényező alapján állapítottam meg: a kalcit–plagioklász–klorit amfibol utáni pszeudomorf aggregátumok a káli-metaszomatózis által képződött biotit után kristályosodtak, tehát a metaszomatózis korábbi ezeknél az aggregátumoknál.

Az amfibol aggregátumok felaprózódása a szemcsehatárok peremén "betolakodó" mikroklinnel arra utal, hogy a káli-metaszomatózis az amfibol aggregátumok képződését követően érte a kőzetet.

A káli-metaszomatózist egy retrográd, kis nyomású, kis hőmérsékletű fázis követi. Az amfibol aggregátum után főleg kalcitból, plagioklászból és kloritból többfázisú, sok kristályból álló pszeudomorfóza (SPRY, 1969) képződik a hűlés hatására, amelyet PLYUSNINA (1982) az amfibolit fáciesből zöldpala fáciesbe alakulásnak az egyenletével írt le:



amfibol + epidot + CO_2 *= plagioklász + klorit + kalcit + kvarc.*

Ez az átalakulás leggyakrabban az erdősmecskei resztitekben figyelhető meg. A különbség az egyes minták között csak a kalcitnak, a plagioklásznak és a kloritnak a részaránya egy-egy aggregátumon belül. A kvarc vagy eltávozott az aggregátumokból, vagy a peremükre vándorolt.

Kapcsolatok a tektonikailag elkülönült területek között

A területeket a szalatnaki-törés és a Mecsekalja-vonal választja el egymástól (*1. ábra*). A Mecsekalja-vonaltól északra és a Szalatnaki-töréstől nyugatra az ibafai fúrásokból vett minták (kvarc amfibolit), a Mecsekalja-vonaltól délre, a Szalatnaki töréstől szintén nyugatra vett minták a Görcsönyi-hátságból valók (gránátos amfibol-plagioklász gneisz, epidot tartalmú amfibolit). A szalatnaki-töréstől keletre pedig a Mórágyi Gránit resztitjei és a Mecsekalja-vonal zónájában a Bátaapátiból származó, – az Ófalui Fillit Formációba tartozó – minták vannak. A mélyfúrásokból, Bátaapátiból és a resztitekből vett minták mind szöveti jellegüket tekintve, mind az egyes ásványok kémiai összetételét tekintve elkülönültek.

A leglényegesebb különbség a resztitekkel szemben, hogy a másik három területen nincsen semmiféle nyoma a káli-metaszomatózisnak. A Görcsönyi-hátságot Barrow típusú, almandin-amfibolit fáciesű metamorfózis érte (SZEDERKÉNYI, 1974), amelynek nyomai mind a resztitekben, mind az ibafai mintákban vitathatóak. A görcsönyi-hátsági és ibafai minták szövete ekvigranuláris, míg a resztitekben általában változó a szemcseméret, szövetük sokszor nem egyensúlyi, ami elősegíti az őket ért folyamatok megismerését. A Mecsekalja-vonal mintái szintén nem mutatnak egyensúlyi szövetet, ezért termobarometrikus számításokat nem tudtam itt alkalmazni. Az amfibol zónássága azonban mutat némi információt a P–T viszonyok változásaira (*V. táblázat*). 4 különböző zónát tudtam elkülöníteni: a magja és a pereme edenites összetételű, közötte pedig egy aktinolitos és egy aktinolitos hornblende összetételű zóna van (*4. ábra*). Az edenites zónák nagyobb nyomást feltételeznek, mint a resztitekből kapott nyomásértékek (<2 kbar). Ez abból adódhat, hogy a Mecsekalja-vonal aktív volt az amfibol mag és a peremi zónák képződésekor. Tehát nem kell feltétlenül egy másik metamorf fázist jelentenie. Másik különbség, hogy az ibafai mintáktól és a resztitektől eltérően a görcsönyi-hátsági és a bátaapáti mintákban nincsenek

Összefoglaló táblázat az egyes területek metamorf fázisairól, az ezekhez tartozó ásványtársulásokról és P-T viszonyokról
Summary of the P–T condition of each region

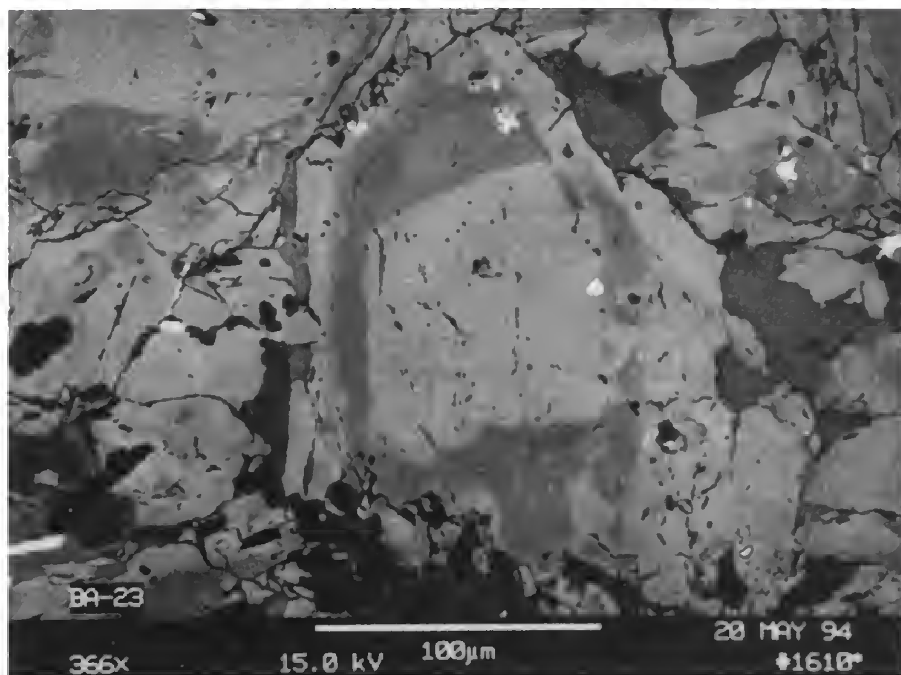
V. táblázat – Table V

	METAMORF FÁZISOK	RESZTITEK A MÓRÁGYI GRÁNITBóL	MECSEKALJA-VONAL	GÖRCSÖNYI-HÁTSÁG	NYUGATI-MECSEK
1.	Barrow típusú almandin-amfibolit fácies	(kis króm tartalmú piroxén, amfibol szételegye-déssekkel) ???	-	gránát, amfibol, biotit, kvarc, andezin 5-7 kbar 552-592°C (P) 580-631°C (B&H) 595-648°C (G&P)	amfibol, oligoklász 6-8 kbar 519-543°C (P) 548-603°C (B&H)
2.	kis nyomású, közepes hőmérsékletű; gránitosodás	piroxén amfibol, oligoklász-andezin <2 kbar 540-560°C (P) 416-529°C (B&H)	edenit??? aktinolit plagioklász	-	amfibol, andezin 2-3 kbar 548-555°C (P) 558-603°C (B&H)
3.	Káli-meta-szomatózis	mikroklin, biotit (apatit, kalcit)	-	-	-
4.	zöldpala fácies retrográd fázis	plagioklász kalcit, klorit, kvarc,	klorit, epidot, kvarc	aktinolit tűk, klorit, epidot	plagioklász klorit, kvarc

A táblázatban használt rövidítések: P – PLYUSNINA (1982), B&H – BLUNDY & HOLLAND (1990), G&P – GRAHAM & POWELL (1984).

aggregátumok, ami a gránitosodáshoz kapcsolódó, közepes hőmérsékletű, kis nyomású fázis szöveti bélyege. Az ibafai mintákban a plagioklász-amfibol párokra alkalmazott PLYUSNINA (1982) és BLUNDY & HOLLAND (1990) nyomás és hőmérsékleti számítások alátámasztják annak a lehetőségét, hogy itt is megvan a közepes hőmérsékletű, kis nyomású metamorf fázis, a resztitekhez hasonlóan (*V. táblázat*).

A resztiteknél az utolsó, retrográd fázis mindegyik területen megfigyelhető. Többnyire az amfibol kloritosodásával vagy a peremein aktinolit tűk megjelenésével és epidot-klinozoizit képződéssel jár együtt. Az átalakulás az ibafai mintákon a legerőteljesebb. Néhol kloritos-földpátos halmazok jelennek meg az amfibol után és az önálló amfibol lécek peremén vékony aktinolit tűk kép-



4. ábra. Zónás amfibol. A mag és a perem edenites összetételű, a közbülső zóna aktinolitos. Bátaapáti

Fig. 4. Amphibole with zoning - the core and the rim are edenite, with actinolite between them (Bátaapáti)

zódnek. A legüdébb a gránátos amfibol–plagioklász gneisz, a Görcsönyi-hátságról, amelyikben az amfibol többnyire üde, az epidot csak repedésekben, a klorit pedig főleg a gránát átalakulási termékeként jelenik meg.

Következtetések

A délkelet–dunántúli polimetamorf kristályos aljzatot ért első, valószínűleg prehercini metamorfózis Barrow típusú, almandin–amfibolit fáciesű átalakulás volt (SZEDERKÉNYI 1974). A resztitekben és a Mecsekalja-vonal mintáiban ennek a fázisnak a meglétére nem találtam bizonyítékot, habár a resztitekben talált króm tartalmú piroxén – amfibol szételegyedésekkel – lehet ennek a fázisnak a terméke. Az ehhez tartozó nagyobb nyomást és hőmérsékletet azonban nem tudtam az amfibol-plagioklász párokból mérni. Ezzel szemben a Gyód-3 fúrásból származó minták amfibol–plagioklász és amfibol–gránát (GRAHAM & POWELL 1984) egyensúlyi ásványpárokból kapott eredményei (*III. táblázat*) megfelelnek az irodalomban (SZEDERKÉNYI (1974)) ismertetett, Baksa-2 fúrásból mért nyomás-hőmérsékleti viszonyoknak (7,5 kbar, 480 °C). Ugyanennek a fázisnak

a jelenlétére utalnak az ibafai minták amfibol-plagioklász párjaiból kapott nyomás-hőmérsékleti viszonyok is (*V. táblázat*).

A második metamorf esemény közepes hőmérsékletű, kis nyomású volt. A resztitekben mind a vékonycsiszolatos vizsgálatok, mind az elektron-mikroszondás eredmények alátámasztják ennek jelenlétét. Ugyanilyen nyomás-hőmérséklet viszonyokat kaptam az ibafai mintákból is.

A Mecsekalja-vonal tektonikailag igénybevett terület, ahol a kőzeteket nagyobb kompresszió érte, ezzel magyarázható, hogy nyomás viszonyai nem analógok a más területeken mértekkel.

A hőmérséklet növekedése során a granodioritos olvadék képződésével együtt, a resztitekben piroxén aggregátumok jöttek létre. A piroxén aggregátumok képződési hőmérséklete az anatexissel (685 °C) együtt járó metamorfózis maximális hőmérsékletét jelentheti. A granodioritos olvadék hűlésével, a piroxén aggregátumok amfibol aggregátumokká alakultak. Ezekből a mintákból, a maximális hőmérséklet 560 °C (PLYUSNINA 1982) volt.

A resztitek erőteljes metaszomatizáltsága lehetővé tette, hogy megállapítsam a sorrendiséget a zöldpala fáciesû retrográd szakasz és a káli–metaszomatózis között. A metaszomatózis a kőzetet a kis nyomású közepes fokú metamorfózis után, de a zöldpala fáciesű metamorfózis előtt érhette.

További hőmérséklet csökkenés eredményeként az amfibol aggregátumok is átalakultak, a zöldpala fáciesnek megfelelő plagioklász, kalcit és klorit (néhol kvarc) halmazává.

Irodalom – References

AUGUSTITHIS, S.S. (1990): Atlas of metamorphic-metasomatic textures and processes, Elsevier.

ÁRKAI P. (1984): Polymetamorphism of the Crystalline Basement of the Somogy-Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary) – Act. Min.-Petr. XXVI/2, pp. 129–153.

ÁRKAI P, NAGY G. – DOBOSI G. (1985): Polymetamorphic evolution of the S–Hungarian Crystalline Basement, Pannonian Basin – Acta Geologica Hungarica 28 (3–4) pp. 165–190.

ÁRKAI P, NAGY G. (1994): Tectonic and magmatic effects on amphibole chemistry in mylonitized amphibolites and amphibole-bearing enclaves associated with granitoid rock, Mecsek mountains, Hungary– Acta Geologica Hungarica, 37, 3–4, pp. 235–268.

BALLA Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary – Acta Geologica Hungarica vol. 31/1–2, pp. 53–63.

BALOGH K., ÁRVÁNÉ-SÓS E., BUDA Gy. (1983): Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary) – Annuaire de l'Institut de geol. geophys., Bucuresti LXI. pp. 359–364.

BLUNDY J.D., HOLLAND T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibra and a new amphibole–plagioclase geothermometer – Contrib Mineral Petrol 104. pp. 208–224.

BOWES D.R. (1989): The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology; Van Nostrand Reinhold, New York, 666 p.

BUDA Gy. (1968): A mecseki és a velencei–hegységi granitoid kőzetek földpátjainak optikai– és röntgen–vizsgálata; Doktori értekezés, Kézirat. ELTE Ásványtan, Kőzettan és Geokémiai Tanszékek könyvtára, 155 p.

BUDA Gy. (1969): Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velencei Mts. on the basis of the investigation of the feldspars – Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 13. pp. 121–155.

BUDA Gy. (1970): Vizsgálati jelentés a Duna-Tisza közi, békési és algyői medencealjzat granitoid és metamorf kőzetek földpátelegyrészeinek optikai és röntgen vizsgálatáról – Kézirat. OGIL Adattár 36 p.

BUDA Gy. (1985): Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése, Magyarország, Nyugat–Kárpátok, Központi Cseh–Bohémiai masszívum; Kandidátusi értekezés, Kézirat. ELTE Ásványtan, Kőzettan és Geokémia Tanszékek könyvtára, 148 p.

CSALAGOVITS I. (1964): Földtani jelentés a Mórágyi hegységben 1962 évben végzett kutatásokról – Kézirat. MÉV Adattár

DIDIER J., BARBARAN B. (1991): Enclaves and granite petrology; Elsevier, Amsterdam 625 p.

DROOP G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian and oxides from microprobe analyses, using stochiometric criteria – Mineralogical Magazine 51. pp. 431–436.

FÖLDVÁRINÉ-VOGL M., BÖJTÖSNÉ-VARRÓK K. (1968): Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn – Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 12. pp. 99–115.

GHANEM M.A.E.A., RAVASZNÉ–BARANYI L. (1969): Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mts, Hungary – Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 13. pp. 191–219.

GRAHAM C.M., POWELL R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to Pelona Schist, Southern California – J. metamorphic Geol. 2. pp. 13–31.

JANTSKY B. (1950): A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai – Földtani Intézet Évi Jelentés (1950) pp. 65–77.

JANTSKY B. (1979): A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana – MÁFI Évkönyv LX. p. 294.

KOVÁCH Á., SVINGOR E. (1977): Geochronology of the crystalline basement of the Pannonian Basin – Proceeding of the XIth Congress of the CBGA. Kiev, Abstract

LEAKE B.E. (1978): Amphibole nomenclature – The Am. Miner. 11. 63. pp. 1023–1053.

MASON R. (1990): Petrology of the metamorphic rocks; 2. kiadás Berne Convention, London 230 p.

NASIR (1991): Suggested nomenclature for amphibolite rocks – Chemie d. Erde 51. pp. 227–230.

PLYUSNINA L.P. (1982): Geothermometry and Geobarometry of plagioklase–hornblende Bearing Assemblages – Contrib. Mineral Petrol 80. pp. 140–146.

RAVASZ–BARANYAI L. (1969): Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary – Acta Geol. Sci. Hung. 13 pp. 315–322.

SPRY A. (1969): Metamorphic textures. 350 p. Pergamon Press, Oxford

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959): A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról – Nemzetközi Geokémiai Konferencia anyagai, Budapest

SZALAY A. (1977): Metamorphic–granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern–Hungary – Acta Min. Petr. Szeged, XXIII/1. pp. 49–69.

SZEDERKÉNYI T. (1974): A DK–Dunántúli ópaleozoós képződmények ritkaelem kutatása – Kézirat. Kandidátusi értekezés MTAK 184 p.

SZEDERKÉNYI T. (1983): Origin of Amphibolites and Metavolcanics of Crystalline Complexes of South Transdanubia, Hungary – Acta Geol. Hung. 26. pp. 103–136.

SZEDERKÉNYI T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai – Kézirat. Doktori értekezés, Szeged pp. 216.

Szepesházy K. (1962): Mélyföldtani adatok a nagykőrös–kecskeméti területről – Földtani Közl. 92. pp. 40–52.

TÖRÖK K. jun. (1992): A Somogy–Dráva–medence kristályos aljzatának kőzettan–geokémiai vizsgálata; Kézirat – Kandidátusi értekezés, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest 128 p.

VADÁSZ E. (1935): A Mecsek hegység; Magyar Tájak földtani leírása – Magyar kir. Földtani Int, Budapest, 179 p.

WINKLER H.G.F. (1974): Petrogenesis of metamorphic rocks. 4. kiadás Springer, New York, 329 p.

A kézirat beérkezett: 1994. XI. 3.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Földpát porfiroblasztban gazdag erek, a resztitek határán. Szintezési alappont, Mórágy
Restites bordered by feldspar porphyroblast rich veins (Mórágy)
2. Nagy földpát porfiroblasztokat tartalmazó ér a resztit peremén. Erdősmecskei kőfejtő
Veins containing large feldspar porphyroblasts at the margin of the restite (Erdősmecske)

II. tábla – Plate II

1. Idősebb piroxén. A0/1 (2. csop., piroxén–biotit–amfibol–plagioklász pala), 1N. Az elektron-mikroszondás elemzés alapján króm tartalmú amfibol szételegyedéseket tartalmaz
The first generation of pyroxene including exsolved Cr bearing amphibole lamellas (pyroxene-biotite-amphibole-plagioclase schist, Mórágy)
2. Piroxén aggregátum. A3 (2. csop., piroxén–biotit–amfibol–plagioklász pala), 1N
Pyroxene aggregates (pyroxene-biotite-amphibole-plagioclase schist, Mórágy)

III. tábla – Plate III

1. A piroxén uralitosodása. A4/A (3.csop., piroxénamfibolit), XN
Uralitization of pyroxene (pyroxeneamphibolite, Mórágy)
2. A piroxén aggregátum átalakulása amfibol aggregátummá. A4/A (3.csop., piroxénamfibolit), 1N
Piroxene aggregate replaced by amphibole aggregate (pyroxeneamphibolite, Mórágy)

IV. tábla – Plate IV

1. Az amfibol biotitosodása, apatittal. M5 (1. csop., biotit–amfibol–földpát gneisz), 1N
Amphibole replaced by biotite and apatite during potassium-metasomatosis (biotite-amphibole-feldspar gneiss, Mórágy)
2. Amfibolosodott piroxén zárvány a káli-metaszomatózis során képződött biotitban A0/1 (2. csop., piroxén-biotit-amfibol-plagioklász pala), 1N
Altered pyroxene enclave in biotite grown by potassium-metasomatosis (biotite-pyroxene-amphibole-plagioclase schist, Mórágy)

V. tábla – Plate V

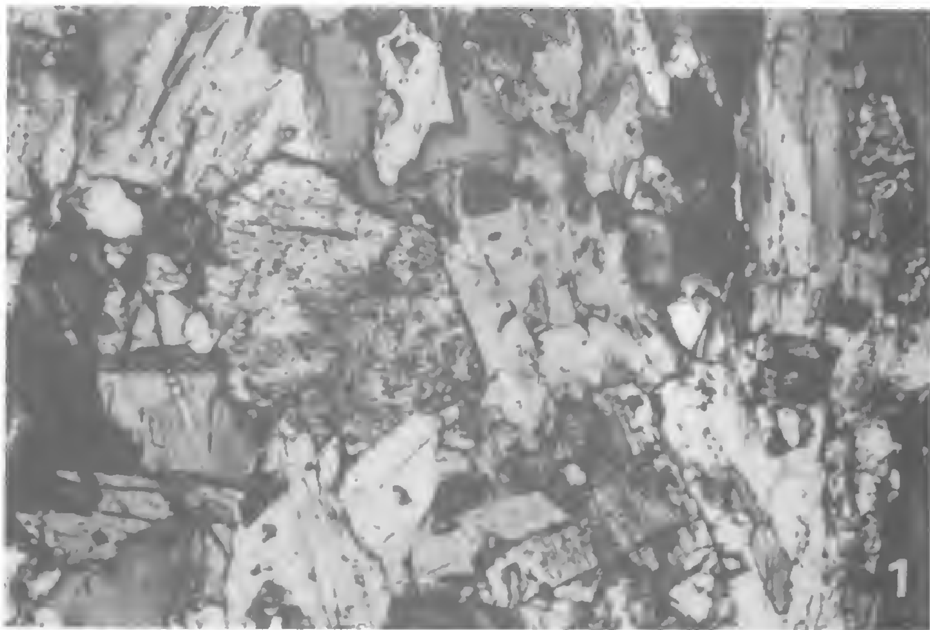
1. A piroxén biotitosodása. A0/2 (2. csop., piroxén–biotit–amfibol–plagioklász pala), 1N
Pyroxene replaced by biotite (pyroxene-biotite-amphibole-plagioclase schist, Mórágy)
2. Amfibol lécet erodáló mikroklin. M12/2 (4. csop., amfibolit), 1N
Amphibole lath corroded by microcline (amphibolite, Mórágy)

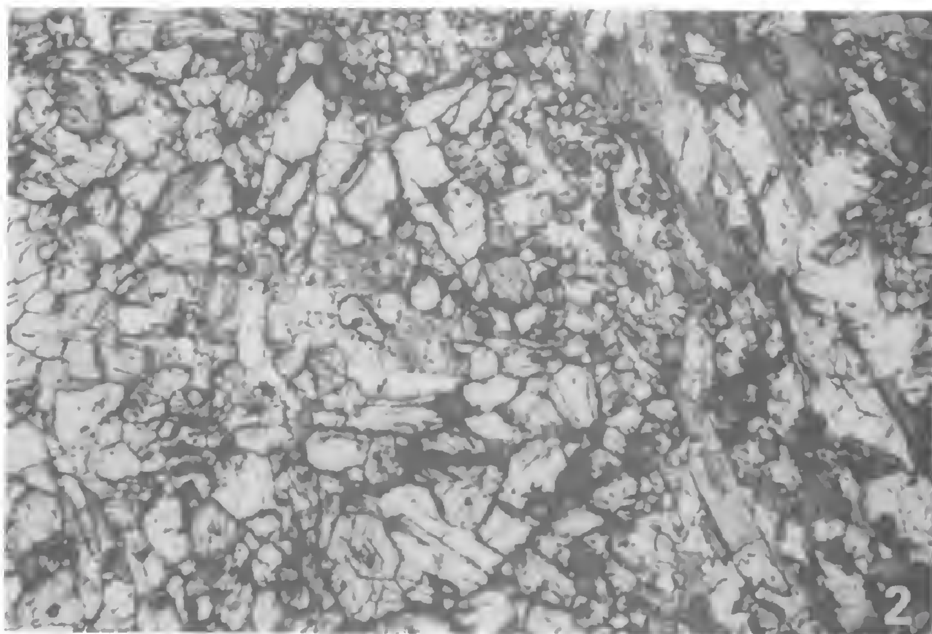
I. tábla – Plate I



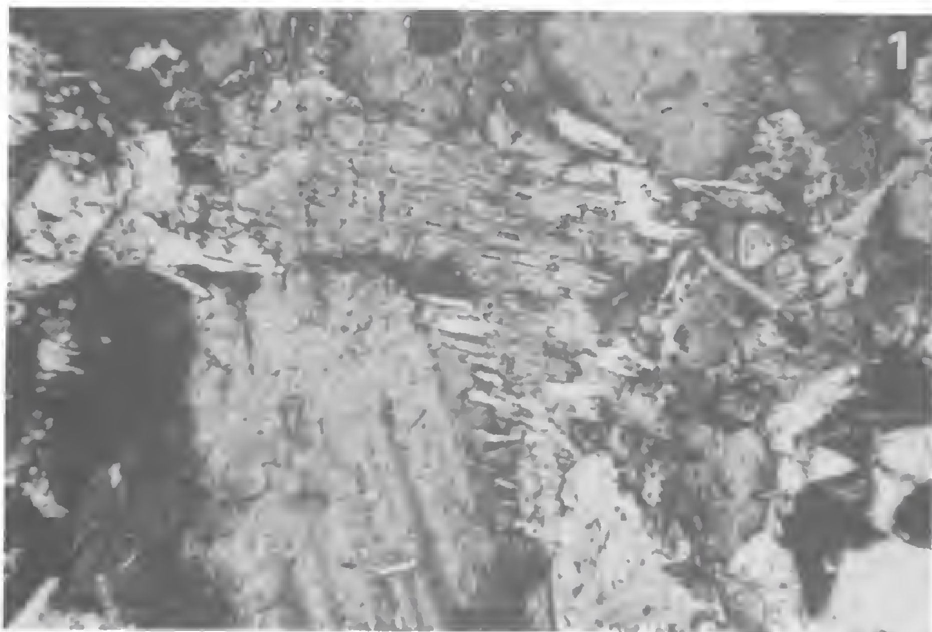


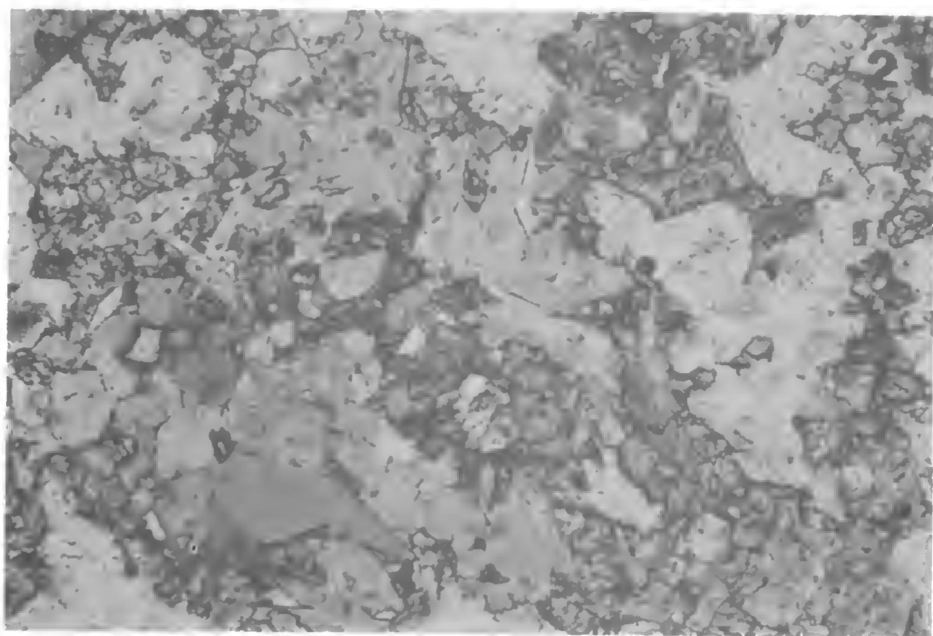
II. tábla – Plate II



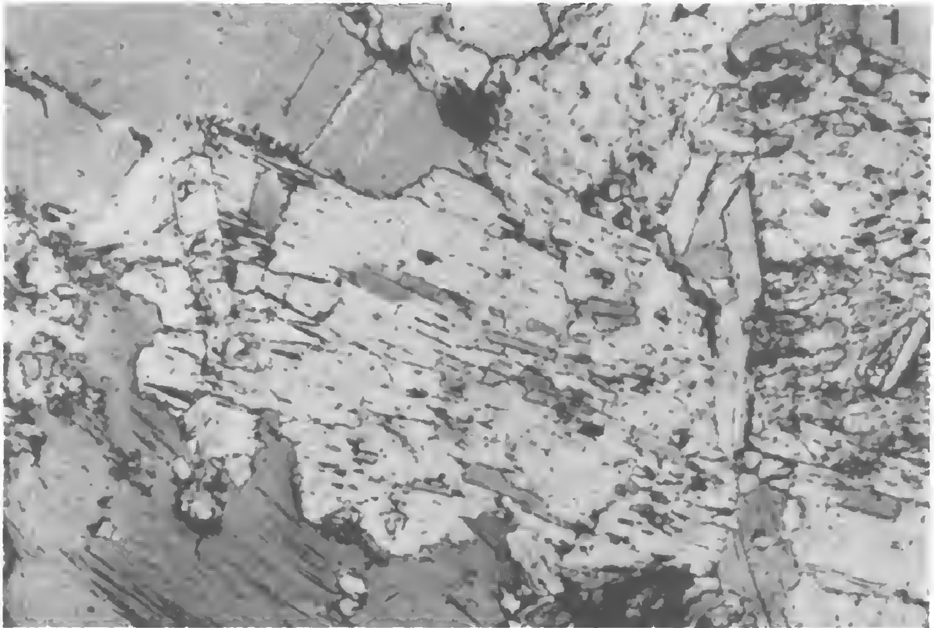


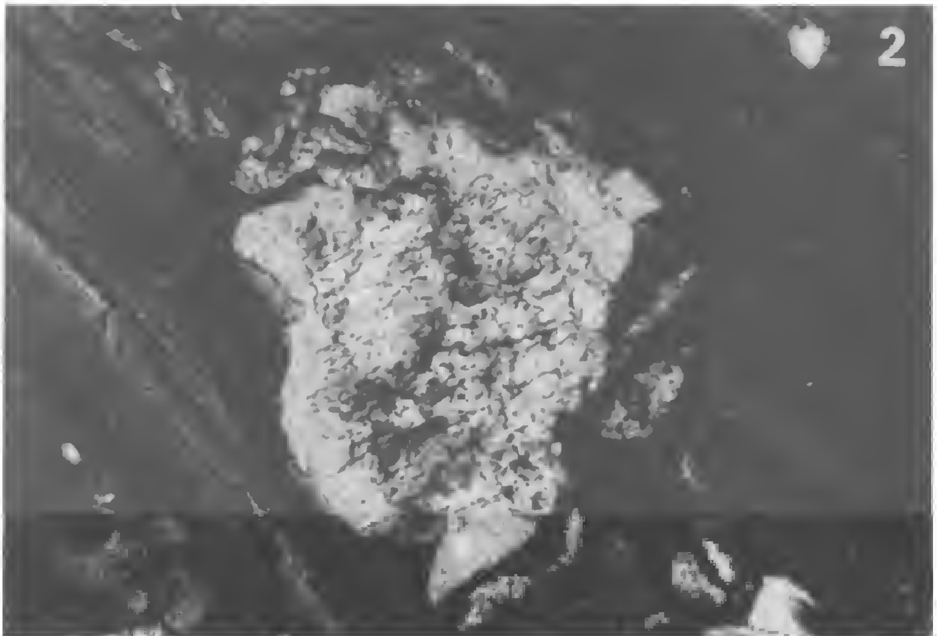
III. tábla – Plate III



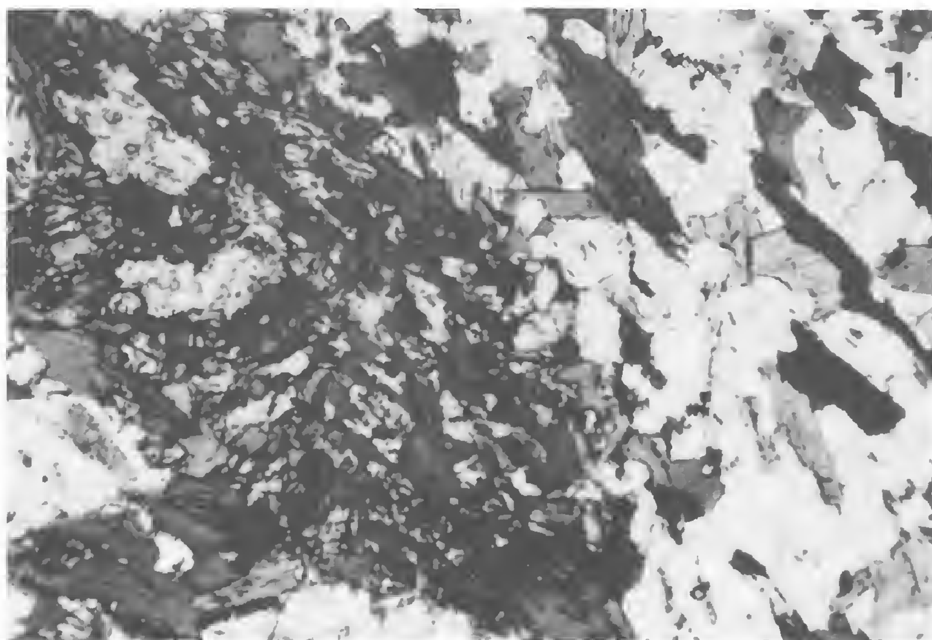


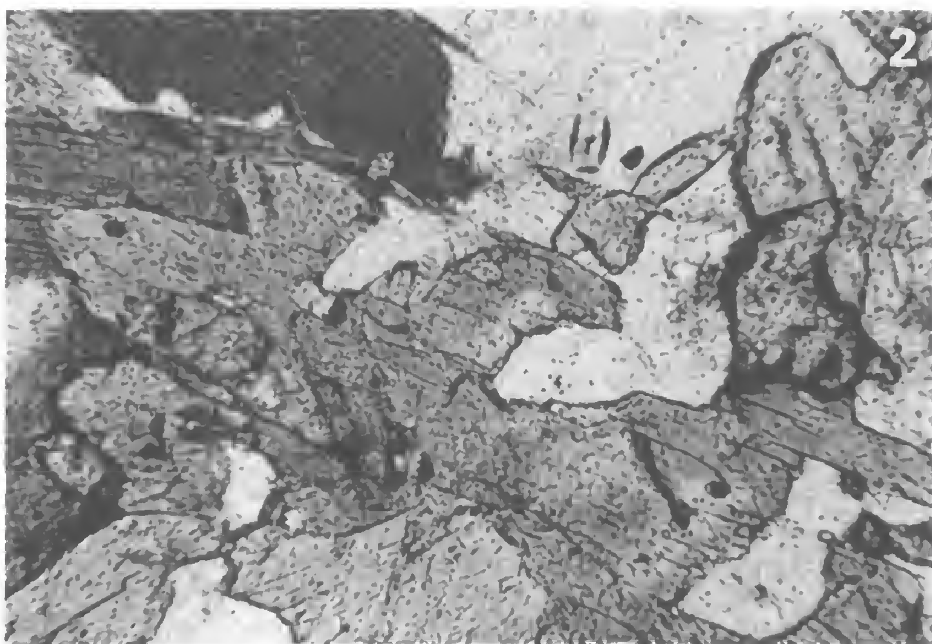
IV. tábla – Plate IV





V. tábla – Plate V





Földtani Közlöny 126/1, 25–40 (1996) Budapest

Magas nyomású metamorfózis nyomai a Tiszai Egység amfibolitjain

Traces of high pressure metamorphism on the metabasic rocks from the Tisia, Eastern Hungary

M. TÓTH Tivadar*

(2 ábra, 2 tábla)

Key words: Tisia, metabasic rocks, high pressure metamorphism

Abstract

The earliest metamorphic event known in the crystalline basement of the Tisia is an MT–MP Barrovian one. Microscopic examination of metabasic rocks from Kőrös Complex inferred HP relics in the MP samples. The appearance of epidote–amphibolite facies samples, the relics of the GRISP (garnet–rutile–ilmenite–plagioclase) and the crossite–epidote paragenesis all refer to an earlier HP event. These observations are in good agreement with the existence of a retrograded eclogite sample reported from the area previously.

Manuscript received: 4th November, 1994

Összefoglalás

A Tiszai Egység kristályos aljzata polimetamorf fejlődéstörténetének legkorábbi ismert állomása a közepes nyomással, hőmérséklettel jellemezhető Barrow típusú átalakulás volt. A Kőrösi Komplexum metabázikus kőzeteinek (amfibolit, amfibolos gneisz) mikroszkópos vizsgálata a közepes fokú metamorfitokban korábbi átalakulás reliktumait mutatta. Az epidot–amfibolit fácies, a gránát–rutil–ilmenit–plagioklász paragenezis megjelenése, valamint a crossit–epidot ásványegyüttes feltételezhető korábbi jelenléte magas nyomású metamorf eseményre utalnak. Ez összhangban van a területről korábban ismertetett retrográd eklogit minta megjelenésével is.

Bevezetés

Az Alföld kristályos aljzatát ért többszakaszú metamorfózis – mai ismereteink szerint – legelső azonosítható fázisa közepesfokú, Barrow típusú átalakulás volt. Jellemző kőzettípusai, azok egyensúlyi paragenezisei nagy vonalakban ismertek (SZEPESHÁZY, 1971; SZEDERKÉNYI, 1984), s számos kísérlet történt ezen metamorf esemény pontos fizikai körülményeinek meghatározására is. Az eddigi eredmények elsősorban a gneiszek, csillámpalák vizsgálatához (ÁRKAI, 1987; ÁRKAI et al., 1975), az anatektikus gránittal (BUDA, 1981, 1985), valamint az amfibolitokkal (SZEDERKÉNYI, 1984; SZEDERKÉNYI et al., 1991, M. TÓTH, 1994b)

* József Attila Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6701 Szeged, Pf. 651.

kapcsolatos kutatásokhoz kötődnek. Nem szól azonban az irodalom a fenti kristályos kőzetekben gyakran előforduló, annál idősebb metamorf átalakulásra utaló reliktumok ásványtani, kőzettani jellegéről. Ezen paragenezisek felismerése, értelmezése és közös modellbe foglalása sokat segíthet a Tiszai Egység metamorf fejlődésével, paleotektonikai viszonyaival kapcsolatos kérdések tisztázásában.

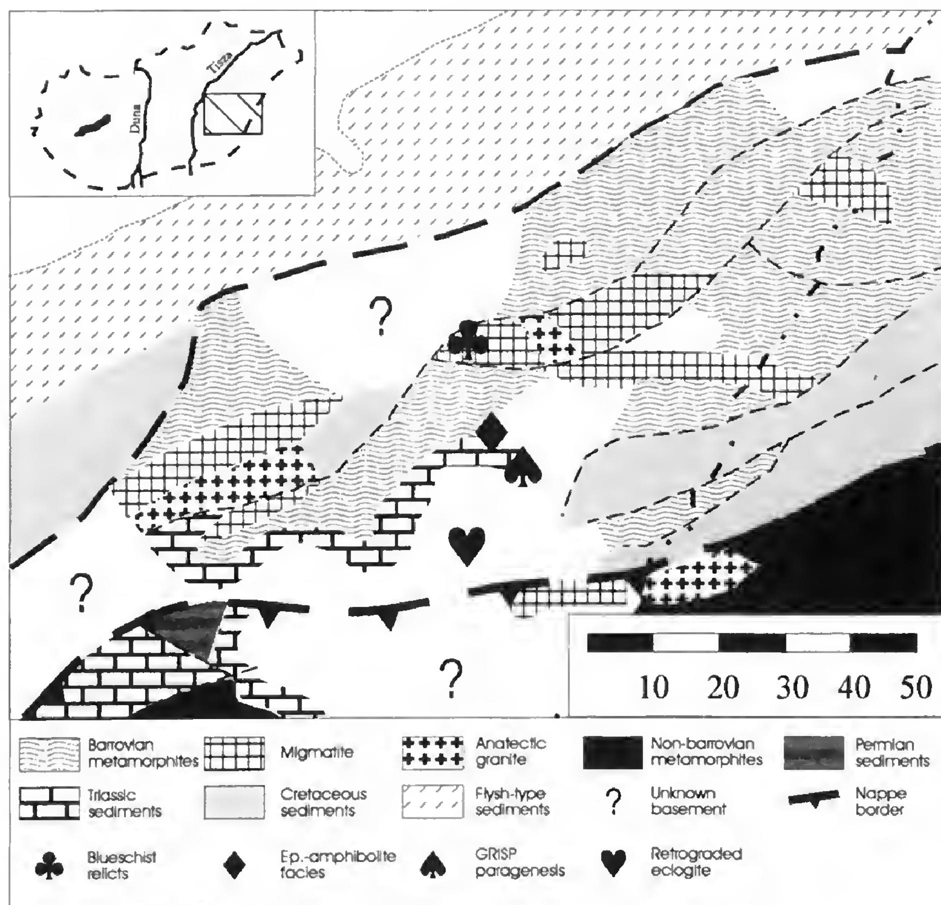
A Tiszai Egység kristályos aljzatának egyik fúrásokkal legjobban, legsűrűbben feltárt területe a (korábban Kőrösi és Szeghalmi formációnak (SZEDERKÉNYI, 1984), illetve Körös-Berettyó Egységnek (BALÁZS ed., 1984) nevezett Kőrösi Komplexum (rétegtani bizottság állásfoglalása) Tiszántúlra eső része. A rendelkezésre álló kőzetminták viszonylag nagy száma miatt ez a terület alkalmas a metamorf fejlődéstörténet eddiginél pontosabb megismerésére, a reliktum paragenezisek részletes vizsgálatára. Az alábbiakban az aljzatot felépítő fő kőzettípusok közül a metabázikus kőzeteket vizsgálom. A választást az amfibolit, amfibolos gneisz jelentős mennyisége mellett az indokolja, hogy e kőzetcsoport mind kémiai, mind ásványtani értelemben egységes összetételű, és premetamorf eredete is viszonylag jól ismert (SZEDERKÉNYI, 1984; BEDINI et al., 1993; M. TÓTH, 1992, 1994a, 1994b).

Földtani háttér

Az amfibolitok metamorfózisának vizsgálatára kiválasztott terület (*1. ábra*) szerkezeti, illetve mesterségesen kijelölt határai az alábbiak: északon a határt a Szolnok–máramarosi fliszóna déli szegélye alkotja, mivel e kőzetek alatt az aljzat felépítése nem ismert. A déli szerkezeti határt – SZEDERKÉNYI (1984) értelmezésében – a Kodru takaró északi határa alkotja (Sarkadkeresztúr–Nagyszénás–Üllés–Madaras vonal). Nyugaton megfelelő feltártság hiányában bizonytalan a természetes határ kijelölése, így az mélyfúrások elhelyezkedése alapján, topográfiailag lett kijelölve (Szarvas–Öcsöd vonal). Hasonlóan önkényesen választottam a mintaterület keleti határaként az országhatárt. Az így kiválasztott mintaterület tektonikailag egységes felépítésű, bár egyes kutatók szerint (SZEDERKÉNYI, 1984) a bihari paraautochton része, míg mások (pl. BALÁZS ed., 1984) a Kodru takarórendszerhez sorolják. Az azonos tektonikai felépítés azonban általánosan elfogadott, így az egységes metamorf fejlődéstörténet is feltételezhető.

A Kőrösi Komplexum kristályos alaphegysége metamorfózisának körülményeivel kapcsolatos mikroszkópi és termobarometriai vizsgálatokról közöl eredményeket SZEDERKÉNYI (1984). E munka alapján a vizsgált terület metamorf fejlődéstörténete az alábbiakban foglalható össze:

A Tiszai Egység nagy részéhez hasonlóan a Szeghalom környéki kőzetek is többszakaszú metamorfózis eredményeként alakultak ki. E fejlődés első szakasza Barrow típusú, közepes nyomású, hőmérsékletű átalakulás volt. Míg azonban az "autochton" más részein ez az almandin és a staurolit izográdot általában nem haladta meg, a vizsgált területen a disztén és a szillimanit megjelenése is kimutatható volt. Helyenként már a staurolit izográdnak megfelelő fizikai körülmények között megkezdődött az anatektikus olvadás, migmatitot (Mezősas,



1. ábra. A vizsgált terület vázlatos földtani térképe a mintavételi helyek feltüntetésével

Fig. 1. A geological sketch map of the examined area

Kismarja), gránitot (Endrőd) létrehozva. Az átalakulás pontos fizikai körülményeinek meghatározása céljából végzett termobarometriai vizsgálatok (PERCSUK, 1977; FERRY, SPEAR, 1978; PLJUSZNYINA, 1982 módszerek) alapján a metamorfózis csúcsa 580–600 °C hőmérséklettel és 5–6 kbar nyomással jellemezhető. A Barrow típusú progresszív átalakulást tektonikus metamorf események, majd retrogresszió követte, melyek lefolyásának pontos fizikai paraméterei nem ismertek.

A vizsgált amfibolitok kőzettani leírása

Kőzettanilag a vizsgálatra kijelölt minták legnagyobb része az általános amfibolit paragenezis (LAIRD & ALBEE, 1981) ásványait tartalmazza: savanyú–in-

termedier plagioklász, hornblende minden mintában megtalálható. A hornblendét esetenként kékeszöld amfibol, optikai jellege alapján barroisit helyettesíti. A legtöbb minta tartalmaz eltérő mennyiségben kvarcot, biotitot és apatitot. Néhány mintában – metamorf fejlődésbeli, illetve geokémiai különbségeket jelezve – megjelennek az epidot csoport ásványai a gránát és ilmenit. A jellemző Ti-fázis a legtöbb mintában titanit, esetenként ilmenit. A maximális metamorf fokú átalakulást követő retrogresszió hatására azonban számos mintában az ilmenit titanittá alakulása is megfigyelhető. Ritkán rutil is előfordul. Egyértelműen premetamorf reliktum ásványszemcsét az amfibolitok nem tartalmaznak, és relikt magmás szöveti bélyegek sem mutathatók ki. Valószínűleg a közepes, és nagyfokú metamorfózist követő gránitosodás hatására (SZEPESHÁZY, 1971) több mintában káliföldpát is keletkezett, általában albitot helyettesítve.

Bár a mintákból készített több, mint 150 vékonycsiszolatból pontos kvantitatív ásványkimérés nem történt, a kőzetalkotó ásványok mennyiségi viszonyai alapján két nagyobb csoport különböztethető meg. Az egyikbe tartozó kőzetek zöldes-fekete színű, elsősorban granoblasztos, nematoblasztos szövetű, szinte kizárólag amfibolból, kisebb részben plagioklászból álló amfibolitok. Járulékos ásványként gyakran tartalmaznak titanitot, ilmenitet, apatitot, epidotot (zoizitet), gránátot. A másik csoport mintái alacsonyabb amfibol- (< 20%), és magasabb földpáttartalmuk alapján amfibolos gneisznek tekinthetők. Itt kőzetalkotó elegyrész a biotit és a kvarc is. Ez a különbség – korábbi vizsgálatok alapján – a két kőzettípus eltérő premetamorf eredetével magyarázható (M. TÓTH, 1994a, 1994b). Az amfibolitok magmás eredetűek, geokémiai összetételük alapján ív-mögötti medence felnyílásakor keletkezett tholeiitek. A másik típus eredete kérdéses, kémiai összetétele alapján mind magmás, mind üledékes protolit elképzelhető.

Szöveti megjelenésük alapján a vizsgált kőzeteknek a fentinél részletesebb osztályozása lehetséges, így két nagy csoportba oszthatók. Túlnyomó többségük egyensúlyi szövettel rendelkezik, csak néhány minta mutat ettől eltérő, az adott fizikai körülmények között instabil, relikt szöveti bélyegeket. A fenti két, egyensúlyi szövettel jellemezhető kőzettípusban az alábbi reliktum bélyegek jelennek meg:

a) Számos amfibolitban találhatók epidot-plagioklász zárvány csoportok üde amfibolban. Különösen jellemző a Szeghalom-11. számú fúrás 3. magjának amfibolitjában.

b) Gránátos amfibolit: Jellemző kőzettípus többek között a Szeghalom-19., a Szeghalom-20., valamint a Szeghalom-40. számú fúrások anyagában. Porfiroblasztos szövetű kőzettípus, legfontosabb ismérve a környezetével egyensúlyban nem lévő gránátok megjelenése. A gránátok körül – főleg földpátból álló – reakciószegély található, bennük földpát, ilmenit, rutil, zárványok látszanak.

c) Több amfibolitban a kőzetet nagyobbrészt felépítő hornblende mellett epidot–magnetit–albit zárványos tremolit jelenik meg, jellegzetes reliktum szöveti jelleget mutatva. Jellegzetes kőzettípus a Szeghalom-É-3., valamint a Biharkeresztes-4. számú fúrásokban.

d) Szimplektit: A kőzettípus kizárólag a Kőrösladány-5. számú fúrás 4. magjában volt kimutatható. Szimplektites, diablasztos szövetét "szellemképes" piroxén pszeudomorfózák határozzák meg. Ezek mellett biotitot, ilmenitet, magnetitet és ritkán apró gránátot tartalmazó ásványhalmazok jellemzik. Részletes ásványkémiai vizsgálatok alapján a minta retrográd eklogit (M. TÓTH, 1995).

A mikroszkópi vizsgálatok eredményei

A metamorf fejlődés, s ezen belül a fenti reliktum bélyegek megismeréséhez, értelmezéséhez mindenek előtt részletes mikroszkópi vizsgálatok szükségesek. A felismerhető koegzisztens ásványcsoportok, egyensúlyi paragenezisek alapján az átalakulás egymás utáni fázisai azonosíthatóvá válnak, s általuk a metamorf fejlődéstörténet kisebb-nagyobb szakasza is modellezhető. Természetesen az esetek többségében a maximális metamorf fok körülményeinek és a retrogresszió irányának bizonyítása viszonylag egyszerű feladat, hiszen a minták legnagyobb részét ezen fázisok jellemző paragenezisei alkotják. Ugyanakkor a progresszív fejlődés korábbi szakaszaira jellemző ásványegyüttesek a későbbi, magasabb nyomású, hőmérsékletű viszonyok között szétesnek, átadva helyüket az új körülmények között stabil parageneziseknek. Szerencsés esetben azonban ezek, a korábbi szakaszok fizikai körülményeire utaló ásványcsoportok is – részben, vagy egészében – megőrződhetnek a vizsgált kőzetek kis (szinte kizárólag mikroszkópi méretű) területein. A mikroszkópi vizsgálat fontos célja ezért a maximális metamorf fokot megelőző állapotokra utaló apró jelek felismerése, értelmezése, és fejlődési modellbe foglalása.

A metamorfózis maximális fokán a vizsgált amfibolitokat nagyméretű, barnászöld színű amfibolok és nagy anortit tartalmú plagioklászok jellemzik. A kőzetek progresszív metamorf fejlődését a vizsgált vékonycsiszolatok alapján elsősorban az amfibolok méretének növekedése és színének sötétedése, valamint a gránátok megjelenése jelzi. A plagioklászok egyre bázisosabbá válása mikroszkópi mérések (szimmetrikus zónában való kioltás) alapján is egyértelmű. Ezek a változások azonban nagyon tág hőmérséklet, és – elsősorban – nyomás tartományban jellemzik az amfibolitok progresszív metamorfózisát, így annak még hozzávetőleges modellezésére sem alkalmasak. Korábbi termobarometriai vizsgálatok eredményei alapján kialakulásuk fizikai körülményei (580–600 °C, 5–6 kbar) ismertek (SZEDERKÉNYI, 1984, M. TÓTH, 1994b).

A maximális metamorf fokot megelőző állapot hőmérséklet-, és nyomásviszonyainak fontos indikátora lehet az epidot néhány mintában való, általánostól eltérő jellegű megjelenése. Apró, általában optikailag zónás szemcséi gyakran amfibolban jelennek meg, plagioklász társaságában, zárvány halmazok formájában. Ezen jellemző ásvány paragenezis fontos sajátossága ugyanakkor a klorit teljes hiánya. Ez alapján nem téveszthető össze az epidotot szintén tartalmazó, de retrográd hornblende + aktinolit + epidot + klorit + plagioklász ásványtársulással. Utóbbi esetben az epidot keletkezése a földpátok Ca-vesztéséhez kapcsolható, s ennek megfelelően plagioklászban, vagy annak határán található.

Az epidot maximális stabilitási hőmérséklete csak viszonylag magas nyomáson (>6 kbar) haladja meg a kloritét (APTED & LIOU, 1983), s ezért regionális metamorf körülmények között csak itt fordul elő kloritot nem tartalmazó paragenezisekben. Ez a viszonylag szűk P–T határokkal jellemezhető epidot–amfibolit fácies (alfácies) területe (LAIRD, 1982). Megjelenése azt mutatja, hogy bár a metamorfózis csúcsát – a korábbiak alapján – közepes nyomás, hőmérséklet jellemezte, az odáig vezető út ettől különböző lehetett, annak voltak viszonylag magas nyomású szakaszai is. A 2. *ábrán* feltüntetett "klorit-out", valamint "epidot-out" reakciók nyomás-hőmérséklet viszonyait (1, 2. reakció), s ennek megfelelően az epidot–amfibolit fáciesre jellemző ásványparagenezis jelenlétét ugyanakkor számos – itt nem részletezett – körülmény befolyásolja (APTED & LIOU, 1983). Ez a fizikai körülmények becslését pontos mérések hiányában rendkívül bizonytalanná teszi (2. *ábra*).

Az amfibolitok jelentős részében megjelenik a gránát, mint fontos járulékos ásvány. Kialakulása két fő típusba sorolható:

Gránát leggyakrabban – az arra alkalmas kémiai összetételű kőzetekben – üde amfibolok társaságában jelenik meg. Az így keletkező egyensúlyi szövetű gránátos amfibolit – a korábbi eredményekkel egyezően – Barrow típusú metamorfózisra utal (almandin amfibolit alfácies (TURNER, VERHOGEN, 1960)).

E mellett az igen karakteres gránát csoport mellett megjelenik az amfibolitokban gránátok egy további társasága is, amely mikroszkópi vizsgálatok alapján is jól megkülönböztethető az előzőtől. Méretük egy nagyságrenddel nagyobb (kb. 100–300 µm, ill. 1–2 mm), nem üdék, instabillá válásuk következtében bennük és a környékükön új ásványok keletkeztek (*I. tábla 1.*). Ezek alapján jogosnak tűnik a feltételezés, miszerint a korábbi gránát társaság magasabb hőmérsékleten való továbbnövekedésének, majd retrográd szétesésének vagyunk tanúi. Ez a megállapítás azonban több ok miatt nem állja meg a helyét!

Az ásvány szétesése nyomán kialakuló reakciószegélyben, illetve a repedések mentén a hőmérséklet csökkenésével járó retrográd átalakulást bizonyító klorit teljesen hiányzik. A gránát szemcséket körülvevő szegély jelentős részben földpátból áll, jelezve az egykori gránát nagy grosszulár tartalmát.

A gránátokban mikroszkóppal is egyértelműen meghatározható rutil szemcsék láthatók. Ez a másik gránát generációra nem jellemző.

Valószínűleg a grosszulár (és az almandin), valamint a rutil reakciójaként alakult ki e gránátok legjellegzetesebb tulajdonsága, az ilmenit zárványok általános megjelenése – a már korábban írt – földpátok társaságában. Ez az ásvány paragenezis (GRISP) az alábbi reakció fontosságát mutatja:



almandin+grosszulár+rutil=anortit+ilmenit+kvarc

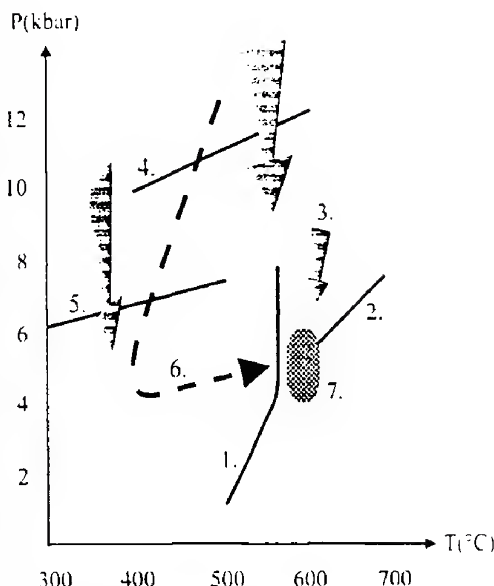
A reakció egyensúlyi körülményeit mutató egyenes (BOHLEN, LIOTTA, 1986) (2. *ábra*, 4. reakció) alapján a vizsgált paragenezis bizonyosan magas – a korábban feltételezett Barrow típusúnál jóval magasabb – nyomáson keletkezett, s az amfibolitokba valamely megelőző állapot reliktumaként került bele. Ezt bizonyítja az is, hogy a gránátban zárványként található ilmenit tűk és a kő-

zetben lévő amfibolok által jelzett irányítottság – azaz a két metamorf esemény során uralkodó nyomás iránya – lényegesen eltér egymástól.

Magasabb metamorf fokú amfibolitokban gyakran jelennek meg megközelítően izometrikus alakú, nagy részben földpátból, s mellette ilmenitből álló ásvány gócok (*I. tábla 2.*). Bár ez a paragenezis gránátot már esetleg nem tartalmaz, a szerkezet a korábbi magas nyomású, rutil-zárványos almandin–grosszulár utáni pszeudomorfózaként értelmezhető. Megállapítható, hogy a gránátoknak ez a csoportja a korábban tárgyalttól eltérő, annál korábban képződött generációt képvisel. Azt, hogy keletkezésük pontos fizikai körülményei milyenek voltak, termobarometriai vizsgálatok dönthetik el.

Néhány mintában az egyensúlyi viszonyokra jellemző apró, világos zöld hornblendék mellett mikroszkópos mérések alapján aktinolit összetételű szemcsék is megjelennek. A két generáció által meghatározott lineáció iránya, valamint a jellemző szemcseméret jelentősen eltér egymástól. Az aktinolit mérete nagyságrendekkel haladja meg a hornblendéét. A hornblende szemcsék üdék, míg az aktinolitok repedezettek, bennük albit, epidot és magnetit zárványhalmazok ismerhetők fel (*II. tábla 1.*). Ezen bélyegek alapján az:

epidot + magnetit + albit + aktinolit



2. *ábra.* A reliktum paragenezisek alapján feltételezett metamorf reakciók és fejlődési irányok. 1. klorit-out reakció (LIOU et al., 1974), 2. epidot-out reakció (APTED, LIOU, 1983), 3. epidot- amfibolit fácies, 4. GRISP reakció (BOHLEN, LIOTTA, 1986), 5. crossit + epidot = aktinolit + albit + klorit + Fe-oxid + fluid (BROWN, 1977), 6. a retrográd eklogit egyszerűsített fejlődése (M. TÓTH, 1995), 7: a Barrow típusú átalakulás csúcsa (SZEDERKÉNYI, 1984)

Fig. 2. Metamorphic reactions and PT-paths assumed based on the relict parageneses. 1. chlorite-out reaction (LIOU et al., 1974), 2: epidote-out reaction (APTED, LIOU, 1983), 3. epidote- amphibolite facies, 4. GRISP paragenesis (BOHLEN, LIOTTA, 1986), 5. crossite + epidote = actinolite + albite + chlorite + Fe-oxide + fluid (BROWN, 1977), 6. simplified PT-path of the retgograded eclogite (M. TÓTH, 1995), 7. peak of the barrovian metamorphism (SZEDERKÉNYI, 1984)

paragenezis az amfibolit fáciest megelőző állapot reliktumaként fogadható el. Ez a paragenezis irodalmi adatok alapján a metamorf átalakulás korábbi szakaszát jellemző crossit átalakulására utal (BROWN, 1977, YARDLEY, 1982; MARUYAMA et al., 1986). Ez az amfibol a kékpala fáciesre jellemzőnél magasabb hőmérsékleten és alacsonyabb nyomáson nem stabil (2. *ábra*, 5. reakció), az alábbi reakció alapján Ca-amfibollá alakul (BROWN, 1977):



Bár a kékpala fáciest legjobban jellemző kékamfibolok jelenléte közvetlenül nem mutatható ki, az átalakulási reakció többi ásványa az egykori magas nyomású, kis hőmérsékletű metamorfózis bizonyítékaként elfogadható (YARDLEY, 1982). Az epidot–albit–magnetit paragenezis nyomokban a magasabb fokú amfibolokban (hornblendékben) is előfordul. Az epidot eltűnése után, a metamorf fejlődés maximális hőmérsékletén pedig általános az albit szegélyű magnetit zárvány megjelenése az amfibolokban (*II. tábla 2*).

Következtetések

A mikroszkópi vizsgálatok eredményeit összefoglalva megállapítható, hogy a Szeghalom környéki amfibolitokban a – korábban jól ismert Barrow típusú átalakulást megelőző – magas nyomású metamorfózis nyomai is felismerhetőek. A mikroszkópos vizsgálatok alapján ezen metamorf fázis fizikai körülményeiről a fentieknél pontosabb adat nem mondható. A Körösladány-5. számú fúrás eklogitja korábbi eredmények alapján kis, közepes hőmérsékleten (550 °C) keletkezett, a további fejlődését jellemző metamorf utat a 2. *ábra* mutatja (M. TÓTH, 1995). Az ezen eklogit mintára jellemzőnél alacsonyabb hőmérsékletre (glaukofánpala fácies) utal az egykori crossit-epidot paragenezis átalakulásaként keletkezett igen gyakori aktinolit + albit + magnetit + epidot ásványtársulás megjelenése. Ugyancsak magas nyomást, bár a kékpala fáciesnél magasabb hőmérsékletet jeleznek a rutil, ilmenit, plagioklász földpát zárványos gránátok, valamint az epidot–amfibolit fáciesbe sorolható minták.

A mikroszkópos vizsgálat önmagában természetesen nem elegendő a bizonyított magas nyomású metamorf fázis fizikai körülményeinek pontos megismerésére. A számos apró jel alapján felismert, a már ismert Barrow-típusú átalakulást megelőző metamorf fázis azonban érdemes a további, részletes vizsgálatokra.

Köszönetnyilvánítás

Megköszönöm Dr. SZEDERKÉNYI Tibornak, hogy figyelmemet az amfibolitokra irányította, és hasznos tanácsaival segítette munkámat.

Traces of high pressure metamorphism on the metabasic rocks from the Tisia, Eastern Hungary

Introduction

The earliest metamorphic event has been inferred in the crystalline basement of the Tisia was a medium grade barrovian one. Its characteristic rock-types as well as the most important mineral parageneses have already been described (SZEPESHÁZY, 1971, SZEDERKÉNYI, 1984). The physical conditions typical of the peak has also been determined for various rock types (micaschist: ÁRKAI, 1987; ÁRKAI et al., 1975; granite: BUDA, 1981, 1985; amphibolite: SZEDERKÉNYI, 1984; SZEDERKÉNYI et al., 1991; M. TÓTH, 1994b). However, there are no data on the relict mineral associations generally occur in these rocks. Their interpretation may help to answer many open questions in connection with the metamorphic development and the palaeotectonic relationship of the Tisia. In this paper results of microscopic observations on textural relicts found in metabasic rocks are reported. This rock type shows a relative homogeneity in both mineralogical and geochemical composition. In addition, this group is known well enough in its premetamorphic origin (SZEDERKÉNYI, 1984, BEDINI et al., 1993, M. TÓTH, 1992, 1994a, b).

By numerous drills the most frequently recovered district of the Tisia is a part of the Kőrös Complex in the "Tiszántúl" region (previous Kőrös and Szeghalom Formation (SZEDERKÉNYI, 1984), or Körös-Berettyó Unit (BALÁZS ed., 1984)). Due to the relatively many metamorphic rock samples available for examination this area may be suitable to model the metamorphic development of the basement.

Geological setting

The borders of the examined area (*Fig. 1*) are as follows: the southern boundary of the Szolnok–Máramaros flysch zone in north, the northern boundary of Codru nappe (after SZEDERKÉNYI, 1984) in south (Sarkadkeresztúr–Nagyszénás–Üllés–Madaras line), approximately the Tisza river in west and the eastern border of Hungary.

About the metamorphic development of the crystalline basement in the examined area SZEDERKÉNYI (1984) gives results based on detailed geothermobarometric researches. Based on this work the metamorphic history of the given area can be completed as follows: the first phase of the polymetamorphic development was a barrovian type one of medium temperature and pressure reached even the kyanite and sillimanite isograde. Due to anatectic melting migmatite (boreholes at Mezősas, Kismarja) and locally also granite (Endrőd) formed. Thermobarometric measurements (methods of

PERCSUK, 1977; FERRY, SPEAR, 1978; PLJUSZNYINA, 1982) gave about 580–600 °C and 5–6 kbar as peak condition. The progressive barrovian metamorphism was followed by tectonic events, later retrogression. Physical conditions of them haven't been examined yet.

Petrography of amphibolites

On the basis of the quantity of the rock-forming minerals two major groups of samples can be marked out. Rocks belong to the first one are massive, greenish-black amphibolites with mainly nematoblastic texture almost entirely made up of amphibole and, in minor part, plagioclase. These samples consist of minerals of the common amphibolite paragenesis (LAIRD, ALBEE, 1981), all but few of them contain also Fe-Ti oxide (ilmenite, magnetite, sphene) and quartz. Some samples contain also important accessory minerals such as epidote (zoisite), garnet, rutile, prehnite refering to the differences either in geochemistry or in metamorphic history. The amphibolite samples include no relict igneous minerals or texture.

The samples of the other group consist of less amphibole (<20%) and more feldspar. In addition to the accessory minerals mentioned above they also contain significant amount of biotite and quartz, so they can be considered amphibole gneiss. The difference can be explained with different premetamorphic origin (M. TÓTH, 1994b). While the tholeiitic basalt source for amphibolite may be inferred, the parent rock type of amphibole gneiss is not ambiguous. Its geochemical composition may refer both to igneous and sedimentary origin. Under the peak metamorphic conditions both types are characterized by brownish green, big amphibole grains and calcic plagioclase. The progressive development can be followed through getting the amphibole's grain size bigger and the color darker. The higher An-content of plagioclase in the higher grade samples can be also infered based on common microscopic measurements.

Microscopic observations

Based on their textural features the samples examined can be further divided. Most of them has equilibrium texture but some others show also relict textural features. The most important textural relics may be observed in the two main rock types described above are going to be discussed in this chapter.

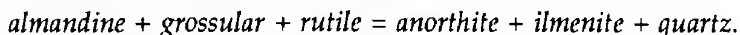
In some samples hornblende contains inclusion clouds of epidote and plagioclase feldspar. This paragenesis, however, contains no chlorite in contrast to the other epidote-bearing one. This latter one is typical in the retrograded samples and consists of two kinds of amphibole (hornblende, actinolite), plagioclase, epidote and chlorite. In this case epidote appears always in contact with plagioclase rather than forming inclusions in amphibole. In amphibolite

facies under low and medium pressure conditions epidote disappears at lower temperature than chlorite. So, epidote-bearing parageneses commonly contain also chlorite as can be recognized in the retrograded samples mentioned above. The maximal stability temperature of epidote exceeds that of chlorite only at relatively high pressure (>6 kbar) (APTED, LIOU, 1983) defining the epidote-amphibolite subfacies (LAIRD, 1982). Its appearance suggests that before reaching the metamorphic peak preserved in several amphibolite samples, these rocks should have been under slightly high pressure conditions. On the other hand, the exact conditons of the bordering reactions (chlorite-out, epidote-out, *Fig.* 2) depend on the composition of the minerals (APTED, LIOU, 1983). The absence of precise measurements makes the PT estimation rather uncertain (*Fig.* 2).

Epidote-amphibolite facies relics are the most typical in amphibolite samples from borehole Szeghalom-11.

Garnet is one of the most frequent accessory minerals of the amphibolite and amphibole gneiss of Kőrös Complex. Based on inclusions, size and reaction rims two garnet generations are can be distinguished under the microscope. Garnets of one of the generations are fresh, small in size (100 μm on average) and contain no inclusions or reaction rims. Based on their textural behaviour these grains formed undoubtedly during the last progressive metamorphic event (in almandine-amphibolite subfacies) and represent no high pressure constituents.

The other generation is represented by fractured garnet grains (1 mm on average) full on inclusions of ilmenite, plagioclase and rarely rutile (*Plate I. 1*). The orientation of ilmenite inclusions in these garnet grains differs significantly from the lineation defined by the amphiboles in the stable part of the sample. The grains are always rimmed by plagioclase and are sometimes completely replaced by plagioclase and ilmenite (*Plate I. 2*). This mineral association may represent a breakdown of a garnet-rutile paragenesis and recommends the well-known reaction in the GRISP system:



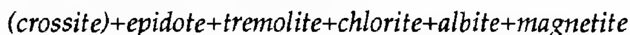
almandine + grossular + rutile = anorthite + ilmenite + quartz.

Based on the experiments of BOHLEN and LIOTTA (1986) the garnet–rutile paragenesis is stable under much higher pressure conditions than assumed earlier (*Fig. 2,* reaction 4). More exact estimation may not be given because the above equilibrium depends fairly on the composition of the garnet, plagioclase and ilmenite.

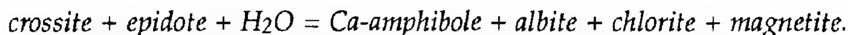
Garnet amphibolite with relict garnet grains is a typical variety in the boreholes Szeghalom-19., 20. and 40. among others.

The characteristic amphibole in a common amphibolite from Kőrös Complex is hornblende. In addition to these grains some samples (e.g. borehole Szeghalom-É-3) contain also amphibole fragments which are not in equilibrium with their surroundings, and show relict textural features. They are much bigger in size and define different lineation. These grains seem to be close to tremolite under the microscope and comprise a big amount of small plagioclase, epidote

and magnetite inclusions. Feldspar in this relict paragenesis is albite in contrast to a more An-rich face common in the normal amphibolite outside the relict (*Plate II. 1*). Many authors (BROWN, 1977; YARDLEY, 1982, MARUYAMA et al., 1986) report that the mineral assemblage



is the characteristic one during the breakdown of blueschist facies rocks thanked to the reaction



Under MP–MT conditions crossite becomes unstable and disappears giving its place to the new paragenesis. Though amphibolite samples examined contain no alkali amphibole, the above assemblage refer to the existence of an early HP event. This assumption is supported by other arguments. Amphibole grains even in the stable amphibole samples (e.g. borehole Biharkeresztes-4) comprise big amount of albite rimmed magnetite inclusions (*Table II. 2*) and in some places also small epidote grains. These inclusions seem to represent the rest of the relict blueschist assemblage under amphibolite facies conditions.

The crossite brakdown reaction (reaction 5,) after BROWN (1977) is presented on *Fig. 2*.

Conclusions

Amphibolite and other metabasic rocks are frequent types of the crystalline basement of the Kőrös Complex. Contrary to previous results, present microscopic study inferred high pressure relict mineral assemblages has been preserved in the amphibolite facies rocks. One more sample – not presented in this paper – shows relict textural features. It contains simplectitic relics after clinopyroxene as well as small garnet grains. Based on detailed petrological study, this sample was identified as a retrograded eclogite (M. TÓTH, 1995). It developed under LT-MT conditions (<550 °C), its simplified PT evolution is given on *Figure 2*. Appearance of more HP relict samples in addition to the only eclogite sample confirms the existence of the early HP metamorphic event in the crystalline basement of the Tisia.

Unfortunately, the more exact estimation of metamorphic conditions than presented in this paper is not possible without detailed mineral chemical measurements. More work is needed to specify the role of the high pressure metamorphic event in the evolution of the Tisia.

Acknowledgement

Prof. T. SZEDERKÉNYI is thanked for calling my attention to the petrology of amphibolites.

Irodalom – References

APTED, M.L. & LIOU, J.G. (1983): Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system – American Journal of Science 283-A, 328–354.

ÁRKAI P. (1987): Contribution to the knowledge of the polymetamorphic basement of the Great Plain (Pannonian Basin, East Hungary): the environment of the Derecske Depression – Fragmenta Mineralogica et Paleontologica 13, 7–20.

ÁRKAI P. & NAGY G. & PANTÓ Gy. (1975): Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance – Acta Geologica Academiae Hungaricae 19/1–2, 17–42.

BALÁZS E. ed. (1984): Az Alföld prekambriumi-, paleozóos-, triász-, jura és alsókréta korú képződményeinek összefoglaló áttekintése a mezozóos és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. I. rész. SZKFI, Kézirat. (Review of Precambrian, Paleozoic, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous formations for hydrocarbon exploration. Part I. Hydrocarbon Research Institute, Budapest. Manuscript).

BEDINI, R.M. & MORTEN, L. & SZEDERKÉNYI, T. (1993): Geochemistry of metabasites from crystalline complexes of South Hungary: geodynamic implications – IGCP Projekt No. 276. Newsletter 4.

BOHLEN, S.R. & LIOTTA, J.J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites – Journal of Petrology 27, 1025–1034.

BROWN, E.H. (1977): Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low-grade metamorphic rocks – Contributions to Mineralogy and Petrology 64, 123–136.

BUDA Gy. (1981): Genesis of the Hungarian granitoid rocks – Acta Geologica Academiae Hungaricae 24, 309–318.

BUDA Gy. (1985): Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Cseh Masszívum granitoidjainak példáján. Kandidátusi értekezés, ELTE Budapest. (Genesis of collision type Variscan granitoides in Hungary, Western-Carpatians and in the Bohemian Massif. Ph.D. thesis, ELTE Budapest, in Hungarian).

FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of the Fe and Mg between biotite and garnet – Contributions to Mineralogy and Petrology 66, 113–117.

LAIRD, J. (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks – *In*: Amphiboles, Reviews in Mineralogy 9B, Chelsea

LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont – American Journal of Science 281, 127–175.

LIOU, J. G. & KUNIYOSHI, S. & ITO, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system – American Journal of Science 274, 613–632.

MARUYAMA, S. & CHO, M. & LIOU, J. G. (1986): Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al2O3 contents in sodic amphiboles – A new geobarometer. *In*: Blueschists and eclogites, Geological Society of America Memoir 164: 1–16.

M. TÓTH T. (1992): Földtani objektumok csoportosítása gráfelmélet segítségével szeghalmi amfibolitok példáján – Földtani Közlöny 122/2–4, 251–263. (Classification of geological samples using graph theory demonstrated on amphibolites from Szeghalom.) (In Hungarian with English summary)

M. TÓTH T. (1994a): Geochemical character of amphibolites from Tisza Unit on the basis of incompatible trace elements – Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, XXXV: 27–38.

M. TÓTH T. (1994b): A Tiszai Egység amfibolitjainak premetamorf eredete és metamorfózisa Szeghalom környékén. Kandidátusi értekezés, JATE Szeged. (Premetamorphic origin and metamorphic development of amphibolite of the Tisza Unit in the vicinity of Szeghalom. Ph.D thesis, JATE Szeged, in Hungarian.)

M. TÓTH T. (1995): Retrograded eclogite in the crystalline basement of Tisza Unit, Hungary – Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged, XXXVI: 117–128.

PERCSUK, L. (1977): Thermodynamic control of metamorphic processes. *In*: SAXENA, S. & BHATTACHARH, S.: Energetics of geological processes; Springer, New York.

PLJUSZNYINA, L.P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages – Contributions to Mineralogy and Petrology 80, 140–146.

SZEDERKÉNYI T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. - Akadémiai doktori értekezés, MTA. (The crystalline basement of Great Hungarian Plain and its geological connections. Academic doctor thesis, Hungarian Academy of Sciences, in Hungarian)

SZEDERKÉNYI T. & ÁRKAI P. & LELKES-FELVÁRI Gy. (1991): Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia, Hungary – Serbian Academy of Sciences and Arts, Academic Conferences 62, 261–273.

SZEPESHÁZY K. (1971): Kőzettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez – MÁFI Évi Jelentés 1971-ről, 141–168. (Petrological data about the crystalline basement of Middle Tiszántúl region.)

TURNER, F.J. & VERHOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Company, 544–553

YARDLEY, B.W.D. (1982): The early metamorphic history of the Haast schist and related rocks of New Zeland – Contributions to Mineralogy and Petrology 81, 317–327.

A kézirat beérkezett: 1994. XI. 4.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

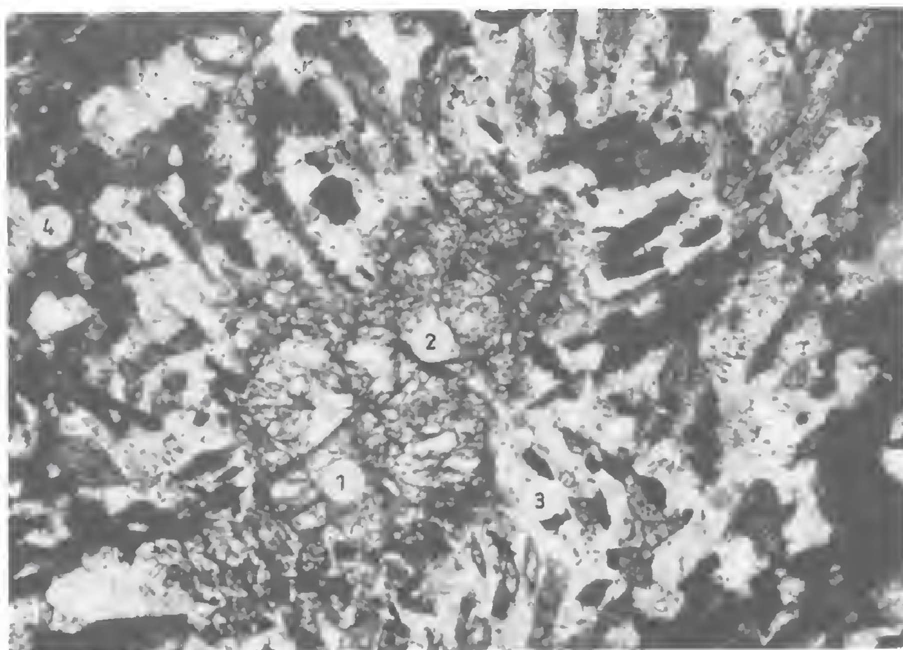
I. tábla – Plate I

1. Irányított ilmenit és plagioklász zárványok gránátban – Szeghalom-19. 50x, 1 N. 1. gránát, 2. ilmenit, 3. plagioklász, 4. amfibol
   Lineated ilmenite and plagioclase inclusions in garnet – Szeghalom-19. 50x, IN. 1. garnet, 2. ilmenite, 3. plagioclase, 4. amphibole
2. Egykori rutil-zárványos gránát után kialakult plagioklász–ilmenit pszeudomorfóza – Szeghalom-20. 50x, IN. 1. gránát, 2. ilmenit, 3. amfibol
   Plagioclase–ilmenite pseudomorph after a rutile bearing garnet – Szeghalom-20. 50x, IN. 1. garnet, 2. ilmenite, 3. amphibole

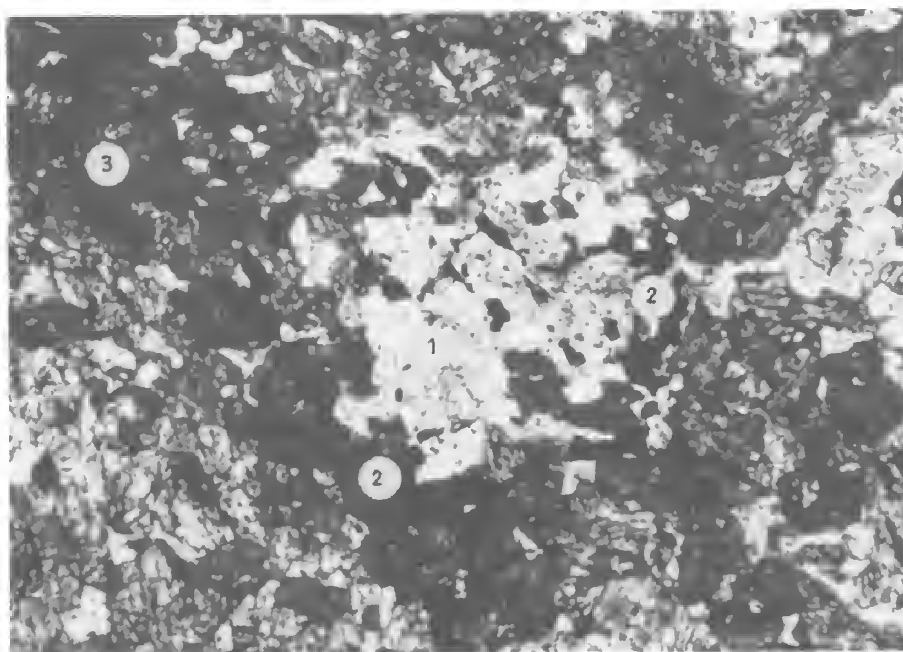
II. tábla – Plate II

1. Epidot–albit–magnetit–aktinolit paragenezis – Szeghalom-É-3. 100x, +N. 1. aktinolit, 2. magnetit, 3. albit+epidot
   Epidote–albite–magnetite–actinolite paragenesis – Szeghalom-É-3. 100x, +N. 1. actinolite, 2. magnetite, 3. albite+epidote
2. Magnetit albit reakciószegéllyel hornblendében – Biharkeresztes-4. 200x, +N. 1. hornblende, 2. magnetit, 3. albit
   Albite rimmed magnetite inclusion in hornblende – Biharkeresztes-4. 200x, +N. 1. hornblende, 2. magnetite, 3. albite

I. tábla – Plate I

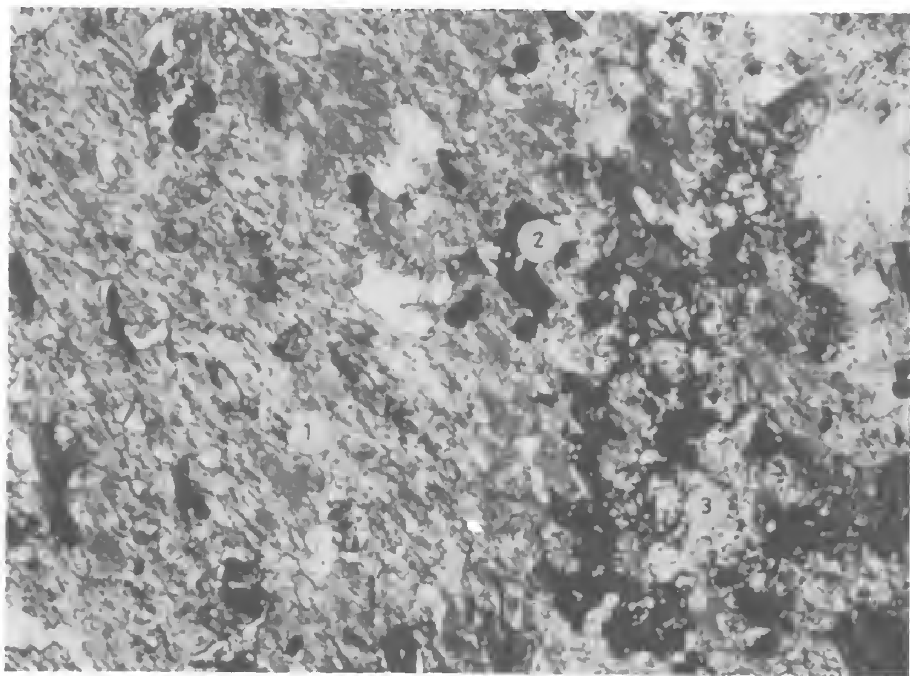


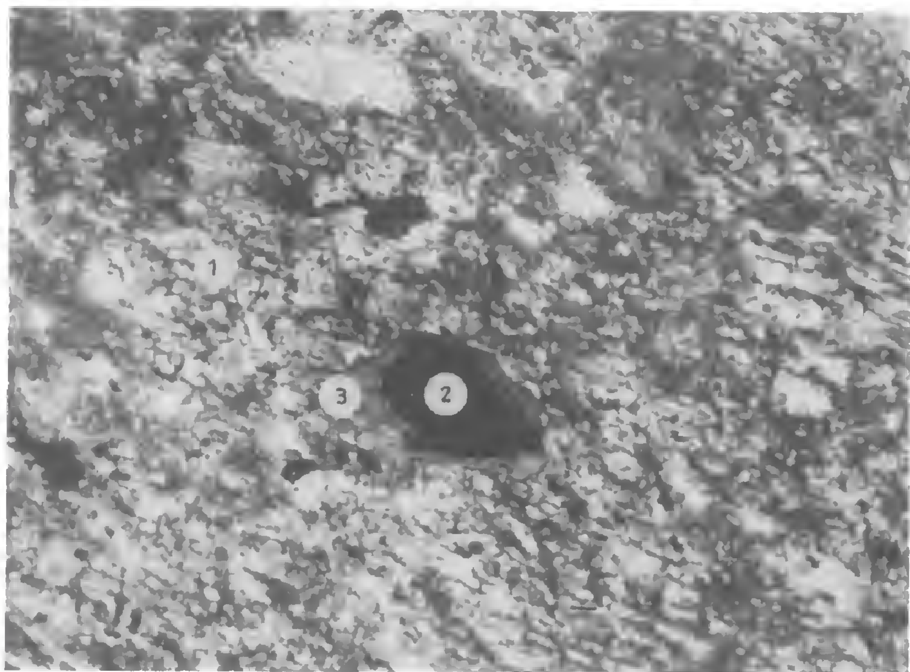
1



2

II. tábla – Plate II





Földtani Közlöny 126/1, 41–65 (1996) Budapest

A Szilágysomlyói Magura (Măgura Şimleului, Románia) földtani felépítése

Geology of Szilágysomlyói Magura (Măgura Şimleului, Romania)

KALMÁR János*

(6 ábra, 2 tábla, 3 táblázat)

Abstract

The Szilágysomlyói Magura (Măgura Şimleului) is one of the North-Transylvanian crystalline islands in which the metamorphic basement of Great Hungarian Plain outcrops. It is built up of two terrigenous member separated by an acid, magmatogenous level: (orthogneisses, leptinites). Pegmatites and various cataclastic rocks as tectonic breccia, mylonite, ultramilonite and pseudo-tachylite are also present.

In metamorphic rocks, three metamorphic phases can be recognized 1) medium grade, high temperature and low pressure An_{20-25}+Mkl+Alm+Bi+And (550°/3,5 kb) progressive phase; 2) low grade, Chl+Ser(+Phen)+Ab (350°/2 kb) retrogressive phase followed by mylonitisation and 3) medium grade, high temperature and high pressure A_{15-20}+Bi+Alm+Staur progressive phase. At this three metamorphic events, three schistosity planes (S_1, S_2 and S_3) and two joint systems (D_1, D_2) are corresponding. They are followed by non-metamorphic (hydrothermal-ore forming and hypergenous) mineral formation, comprising also a Paleogene old weathering crust.

The age of the metamorphism is Hercynian or older and the rejuvenation marked by 100 Ma K-Ar ages resulted by a Cretaceous thermal front during the colision between Tisia Realm and Transylvanean ophiolitic belt.

Permian, Paleogene, Neogene and Quaternare detritic and carbonatic deposits cover the metamorphic basement of the Magura.

In Magura and, as well in Hegyes and in northern part of the Meszes Mts., the metamorphic formations can be correlated with the South-Hungarian formations, as concerning the petrographic composition and as well. the nature of metamorphism. It is probable, that they represent a shread of the South-Hungarian Nappe, continuing in Apuseni Mts. as the lovermost unit of the Codru Nappe System.

Manuscript received: 13th June, 1995

Összefoglalás

A Szilágysomlyói Magura az észak-erdélyi szigethegységek egyike. E szigethegységekben jelenik meg a felszínen az Alföld metamorfikus aljzata. A Magura metamorfikuma két terrigén tagozatból áll, amelyeket egy savanyú magmás eredetű, ortogneiszes-leptinites szint választ el. A területen pegmatitok, kataklasztikus kőzetek (milonitok, ultramilonitok, pszeudo-tachilitek), valamint tektonikus breccsák is jelen vannak.

A metamorf kőzetekben három metamorf fázist lehet felismerni: 1) középfokú, magas hőmérsékletű és alacsony nyomású An_{20-25}+Mkl+Alm+Bi+And (550°/3,5 kb) progresszív fázis; 2) alacsony

* Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest XIV. Stefánia út 14.

fokú, Chl+Szer(+Fen)+Ab (350°/2 kb) retrográd fázis; 3) középfokú, magas nyomású és magas hőmérsékletű A_{15-20}+Bi+Alm+Staur progresszív fázis. E három metamorf átkristályosodáshoz három palásság (S_1, S_2 S_3) és két litoklázis-rendszer (D_1, D_2) tartozik. Mindezek után nem metamorfikus (hidrotermális, ércindikációs és hipergenetikus) ásványképződés következik és a metamorf alaphegységen a paleogénben egy mállási kéreg képződik.

A metamorfózis kora hercini vagy még régebbi és a K-Ar kormeghatározások által adott 100 Ma értékek egy kréta-kori termikus front hatására jöttek létre, a Tisia-domén és az Erdélyi ofiolitos övezet közötti összetorlódás folyamán.

A Magura metamorf aljzatát perm korú, paleogén, neogén és kvarter törmelékes és karbonátos képződmények fedik le.

A Magura, valamint a közeli Hegyes és az Észak-Meszes metamorfikumát szerző a kőzettani és metamorf sajátosságok alapján a Dél-Alföld aljzatában ismert metamorf képződményekkel korrelálja. Valószínű, hogy a Hegyes–Magura–Észak-Meszes területén a Dél-Alföldi Takaró fedőfoltja jelenik meg, a Kodru-takaróredszer legalsó egységeként.

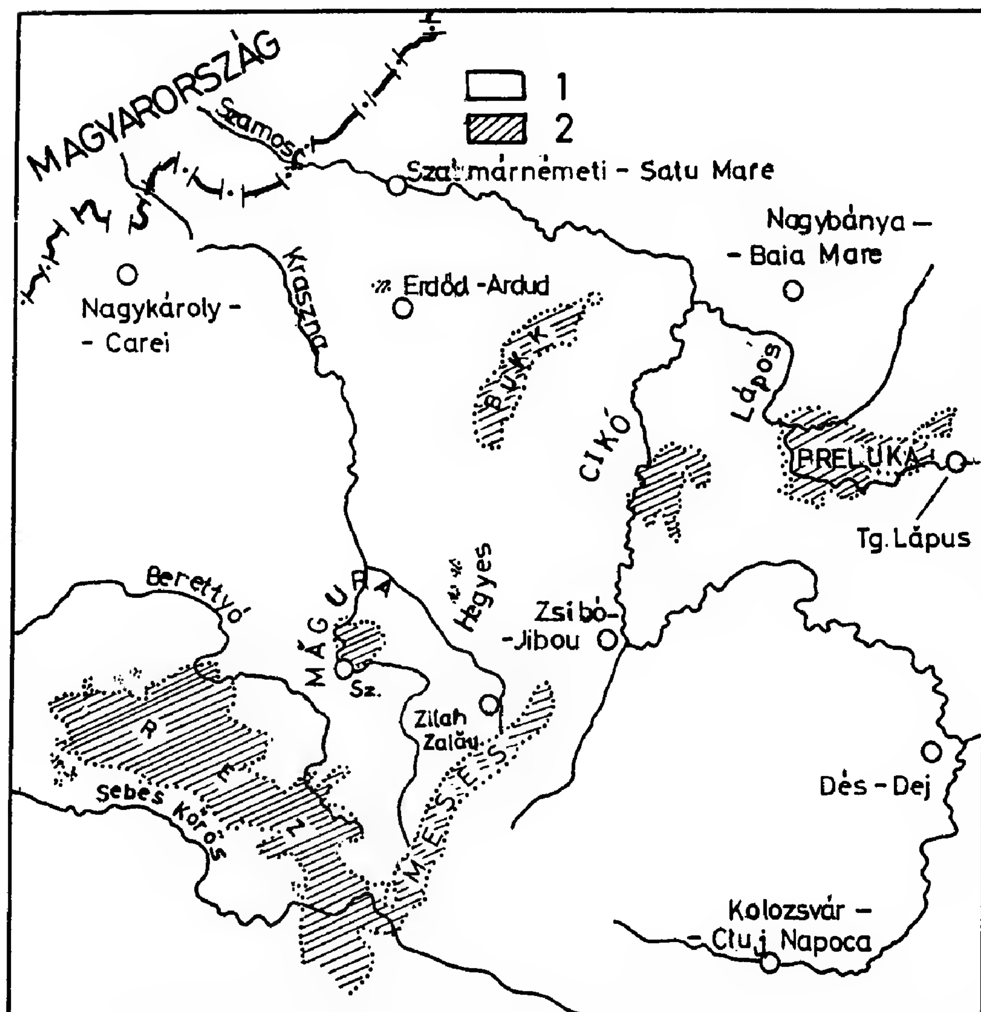
Bevezetés

A Szilágysomlyói Magura egyike az Erdélyi középhegységtől északra található szigethegységeknek (*1. ábra*), amelyekben megjelennek a felszínen a metamorf alaphegység kőzetei és az ezt közvetlenül fedő üledékes képződmények. E metamorf kőzetek térképezése, a metamorfózis fázisainak felismerése és a kőzetösszletek elkülönítése magyarországi vonatkozásban is érdekes lehet, mivel hogy a fúrásos adatok azt bizonyítják, hogy az Alföld mélyéből ismert metamorfikum e peremvidéken jelenik meg és tanulmányozható szálban, kisebb-nagyobb összefüggő területeken.

1. A földtani kutatások története

A Szilágysomlyói Magura HAUER és STACHE monográfiájában (1863) jelenik meg először. 1879-ben a terület északi felét HOFMANN, a déli részét MATYASOVSZKY térképezi és e térképeken megjelennek a fő kvarcit- és gneiszvonulatok, valamint a fontosabb vetők is. Következik a TELEGDI ROTH (1912) valamint a SZÁDECZKI (1925) tanulmánya, a területen végzett 1:75 000 léptékű térképezés eredményeként. A harmincas évek végén az észak-erdélyi metamorf szigethegységekben KRÄUTNER végez kőzettani tanulmányokat; ezen belül a Szilágysomlyói Magura 1940-ben lett publikálva. A szigethegységek metamorf kőzettanának megismerése, valamint e képződmények és az Erdélyi középhegység metamorf formációi közötti korreláció DIMITRESCU (1963) kutatásaihoz kötődnek. A szigethegységeket körülvevő s részben eltakaró üledékes képződmények monografikus tanulmányozása PAUCĂ (1964a), CLICHICI (1972) és NICORICI (1973) munkája; a környező medencealjzat szerkezetével ISTOCESCU és IONESCU (1970), GHIURCA (1973), DICEA (1981) és VISARION et al. (1992) foglalkoztak. A Románia 1:200.000-es földtani térképének 9. sz. Szilágysomlyó lapja (PATRULIUS et al. 1967) a Magurát is feltünteti.

A Szilágysomlyói Magurában 1973-ban megindult és 1991-ig többször is újrakezdett kutatásaink kiindulópontja egy osztatlan metamorf kőzetösszlet volt,



1. *ábra.* Az észak-erdélyi metamorf szigethegységek. 1. Kainozóos üledékek, 2. Metamorf alaphegység

Fig. 1. Crystalline islands from NW Transylvanie. 1. Cenozoic sedimentary deposits, 2. Outcroping metamorphic basement

a Hideg Szamos forrásvidékéről leírt és a Réz és Meszes-hegységben követhető, majd a Hegyesben (Heghieș), a Bükkben (Bâc), a Cikóban (Țicău) és a Prelukában (Preluca) folytatódó Szamos Sorozat (Seria de Someș) része. A metamorfikum a Szilágyi Medence (Bazinul Sălaj) aljzatának kiemelkedő része; a romániai földtani irodalomban nem léteztek utalások a Tiszántúl és a Duna-Tisza köze metamorf aljzatával való kapcsolatra, habár PAUCĂ (1964b) feltételezi, hogy az észak-erdélyi, felszínen követhető törésvonalak az Alföld aljzatában folytatódnak (Ez a magyar földtanban elfogadott ténynek számított, PRINZ (1914) és LÓCZY (1918) munkái nyomán).

2. Morfológiai adatok

A Szilágysomlyói Magurát is magába foglaló kutatási terület a Kraszna középső szakaszán, a folyó mindkét partján, a Szilágyi-medence közepén, Szilágysomlyó (Şimleul Silvaniei), Badacsony (Bădăcin), Selymesilosva (Ilişua), Magura (Poienile Măgurii), Somlyóújlak (Uileac) és Csehely (Cehei) területén fekszik. A Kraszna jobb oldalán, a Szilágysomlyó fölé magasló Magura (596,5 m) dél felé meredeken, észak felé lankásan ereszkedik a környező 200–250 m magas dombok, illetve a folyó ártere irányába. A Krasznától balra a Fenyves (Brădet, 321 m), a Szent-hegy (Dealul Sfânt, 354,3 m), a Nagypúpos (Pupu Mare, 283,1 m) és az Omán-hegy (Omanu, 279,2 m) található. A Magurából számos állandó jellegű vízfolyás, így a Lapos-patak (Lapoşu), a Bükkös-patak (Valea Fagului), a Tó-patak (Valea Tăului), a Csehelyi-patak (Valea Ceheiului), a Csehelyi Magura-patak (Valea Măgurii Ceheiului), a Hamza-völgy (Valea Hamzei) és a Kápolna-völgy (Valea Capolnei) ered. A Magura teteje egy 550–590 m magas, délről észak felé lejtő fosszilis eróziós szint.

3. Földtani képződmények

A Szilágysomlyói Magurában és a környező területen eddig még tisztázatlan korú metamorf képződmények, valamint permi, paleogén, neogén és kvarter üledékek ismeretesek.

3. 1. A metamorf alaphegység

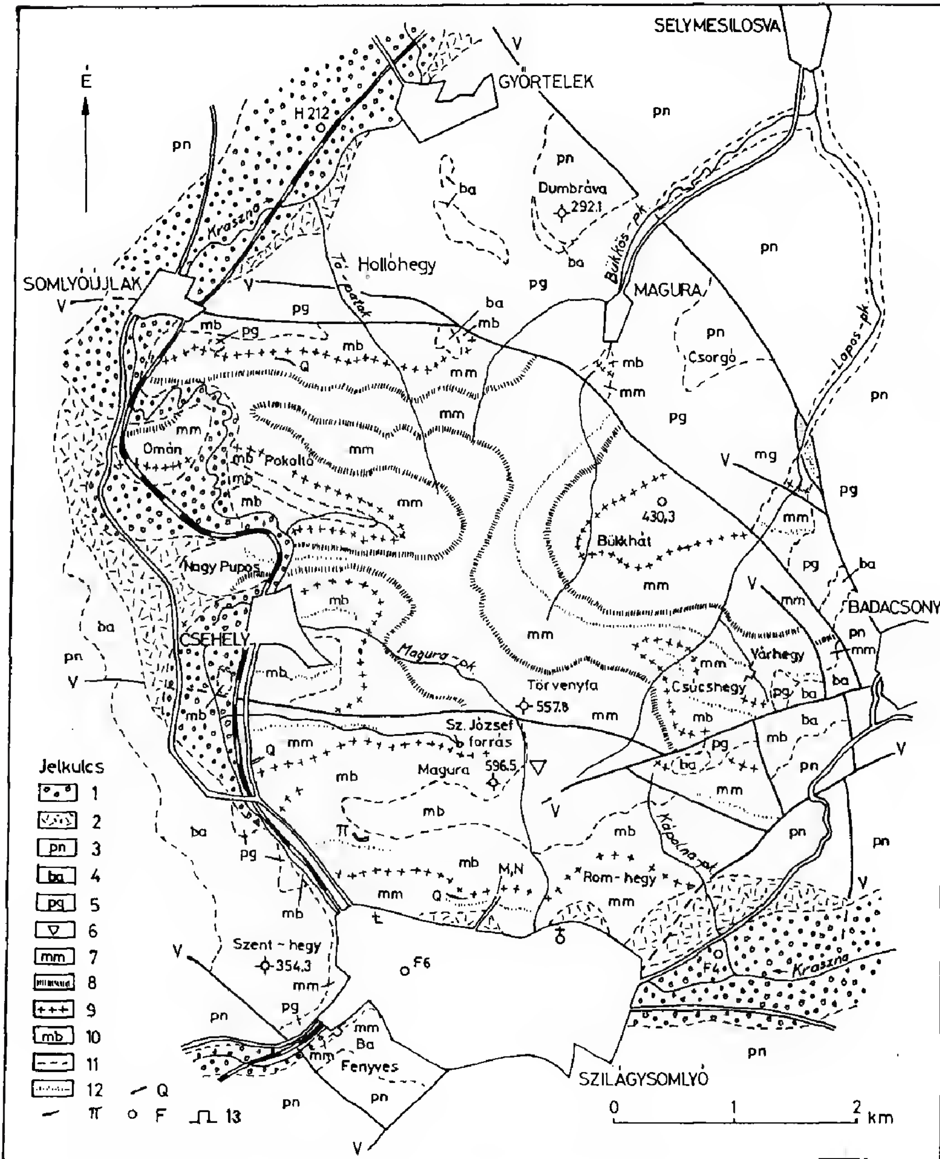
A kutatási területen a metamorf alaphegység a felszínen a Szilágysomlyói Magura nagy részén, a Fenyves-domb és a Szent-hegy alján, a Nagypúposon és az Omán-hegyen, valamint a város területén lemélyült fúrásokban és a Fenyves alá hajtott bányavágatokban jelenik meg.

3.1.1. A metamorf képződmények litosztratigrafiai felosztása

A Magura metamorfikuma az alábbiakban megindokolt nagyobb litosztratigrafiai egység, a Somlyói Formáció (Formaţiunea de Şimleu) része.

2. *ábra.* → A Szilágysomlyói Magura vázlatos földtani térképe. Jelkulcs: 1. Alluvium, 2. Lejtőtörmelék, 3. Pannóniai, 4. Badeni, 5. Paleogén üledékek, 6. Perm (törmelék). Metamorf képződmények: 7. Felső Muszkovitos Tagozat, 8. Grafitos csillámpala szint, 9. Középső (savanyú) Magmatogén Szint, 10. Alsó Biotitos-muszkovitos Tagozat, 11. Biotitos kvarcit szint, 12. Milonit, p. Pegmatit, Q. Monomineralikus fehér kvarcit, F. Vízföldtani kutatófúrások, 13. Bányavágat, V. Vető,Á. A szilágysomlyói temető, M.N., Marosán András utca

Fig. 2. Schematic geological map of the Măgura Şimleului. Captions: 1. Alluvial deposits, 2. Deluvial deposits, 3. Pannonian, 4. Badenian, 5. Paleogene, 6. Permian (blocs). Metamorphic formations: 7. Upper Muscovitic Member, 8. Graphitic micaschist level, 9. Medium (acidic) Magmatogenous Level, 10. Lower Biotitic-muscovitic Member, 11. Biotitic quartzite level, 12. Mylonite, p, Pegmatite, Q, Monomineralic white quartzites, F, Hydrogeological boreholes, 13, Galleries, V, Faults, Á, Cemetery of Şimleul Silvaniei, M.N., Andrei Mureşan Street



A felszíni térképezés eredményeként a Somlyói Formáció képződményeiben három litológiai egységet lehet elkülöníteni (2. *ábra*) amelyek a következők:

a) Alsó Terrigén Biotitos-muszkovitos Tagozat. A tagozat kőzeteit alkotó csillámkvarcitban, alárendelten csillámpalában és paragneiszben a domináns csillám a biotit. A tagozat középső részében egy jól követhető biotitos kvarcit-szint található. A tagozat vastagsága meghaladja a 800 m-t.

b) Középső (savanyú) Metavulkáni Szint. A szintet szemes, biotitos gneisz és leptinit, valamint vékony muszkovitos csillámpala-betelepülések és monomineralikus fehér kvarclencsék alkotják. Vastagsága 10–150 m körül váltakozik.

c) Felső Terrigén Muszkovitos Tagozat. A tagozatot csillámpala, csillámkvarcit, alárendelten kvarcit és paragneisz alkotja, amelyekben az uralkodó csillám a muszkovit. A tagozat kb. 500 m vastagságban van feltárva. Felső harmadában két 1–10 m vastag, grafitban gazdag csillámpala-szint követhető.

A Meszes északi részében IGNAT és IGNAT (1972) egy hasonló felépítésű, de kisebb összvastagságú kőzetösszletet térképezett.

3.1.2. A metamorf kőzetek petrográfiája

A Magurát és környezetét alkotó metamorfitok túlnyomó többsége négy különböző arányban megjelenő kőzetalkotó ásványból (kvarc, földpát, muszkovit és biotit) álló kőzet. Félreértések elkerülése végett az alábbiakban szükséges e metamorf kőzettípusok elnevezésének a pontosítása:

Ha a kőzetet legalább 90 % kvarc alkotja, *kvarcit*nak nevezzük. A kvarcit lehet monomineralikus vagy 10% alatti arányban csillám-lapocskákat vagy földpátszemcséket, főleg albitot tartalmazhat. A magurai kvarcitban a kvarcszemcsék fogazottak, szemcseméretük változó, legtöbbször a nagyobb szemcsék határán apró (0,01 mm-es), szögletes szemcsék találhatók. A csillámok nem képeznek összefüggő hártyákat, de rendszerint a palásságnak megfelelő az irányítottságuk. A szokásos járulékos ásványok a gránát, a grafit, az apatit, a cirkon és a pirit. A kvarcit a csillámokban gazdagabb kőzetekben deciméteres vastagságú, 10–100 m átmérőjű lapos lencséket képez, kivétel az alsó tagozatban említett biotitos kvarcit-szint, amely többszáz m távolságon folyamatosan követhető.

Ha a kőzetben a kvarc 50–90% közt jelenik meg és a földpát nem éri el a 12%-ot, valamint a csillámok összefüggő hártyákat, lemezkötegeket, elemi rétegeket alkotnak, a kőzet neve csillámkvarcit (muszkovitos, muszkovitos-biotitos ill. biotitos-muszkovitos csillámkvarcit). A Magurában lévő csillámkvarcitban a kvarc lemezekben, nagyobb csillámtartalomnál elnyúlt lencsékben jelenik meg, de a csillámkötegekben is jelen van, különálló, orsós szemcsékben. A biotit és a muszkovit rendszerint szorosan egymásba kapcsolódó kötegeket alkot, vagy porfiroblasztokban található (l. alább, neomorf biotit). A csillámok bázislapjának irányítottsága adja a kőzet elsődleges palásságát. A földpát, ha jelen van, a csillámok és a kvarcréteg határán fejlődő, szögletes vagy elnyújtott szemcséket képez. Az uralkodó földpát az oligoklász, ritkábban a mikroklin. Járulékos ásványok: gránát, rutil, cirkon, staurolit, andaluzit, apatit, grafit, titanit, turmalin. A csillámkvarcit a Magura uralkodó kőzete, a többi kőzettípus ebbe alkot betelepüléseket vagy lapos lencséket.

Ha a kőzetalkotó ásványok túlnyomó többségét (>50%) csillámok alkotják és a csillámok összefüggő tömegben jelennek meg, a kőzet *csillámpala*, muszkovitos, illetve muszkovitos-biotitos, vagy biotitos-muszkovitos, az utóbbi ritkább és csak az alsó tagozatban van jelen. A csillámok irányított lemezkéi sűrűn összefogazódnak; a biotit, ha jelen van, a muszkovittal összenőtt kötegekben, ill. porfiroblasztokban jelenik meg. A kvarc a csillámtömegben lencséket, kü-

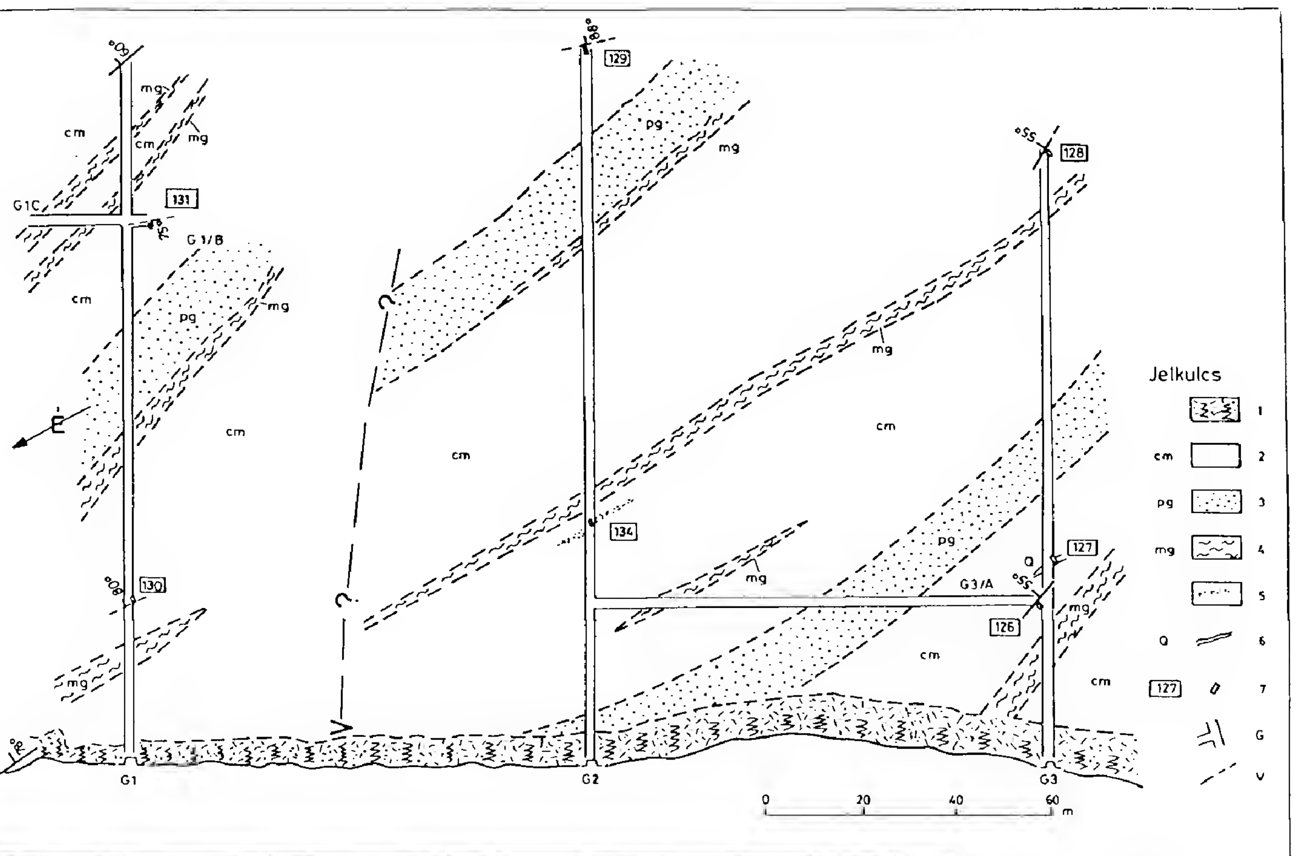
lönálló orsós szemcséket alkot. A földpát (albit, oligoklász és elég gyakran előforduló mikroklin) különálló szögletes vagy orsós szemcsékben, mozaikszerű, lencse alakú, 1–2 mm-es aplit-lencsékben vagy porfiroblasztokban jelenik meg. A gránát és némely esetben a staurolit is kőzetalkotó mennyiségben van képviselve, 1–5 mm-es poikilites porfiroblasztokban. Járulékos ásványok: turmalin, cirkon, apatit, grafit, andaluzit, rutil-szagenit. A csillámpala főleg a felső tagozatra jellemző, méteres vastagságú, többszáz m hosszú ill. széles, lapos lencsékben jelenik meg.

A földpáttartalmú kőzeteket *gneiszeknek* nevezik. Ha a földpát-tartalom 12–25% között van és a földpát nem képez összefüggő mezőket, az üledékes eredetű kőzet paragneisz (a csillámok alapján muszkovitos, biotitos ill. kétcsillámos paragneisz, az utóbbi a legelterjedtebb). A csillámok rendszerint lemezeket, hártyákat képeznek, a kvarc vékonyabb-vastagabb szalagokat és a földpátszemcsék (rendszerint oligoklász, de elég gyakori a mikroklin is) a kvarcszalagok csillámfelőli oldalán helyezkednek el vagy a csillámköteg belsejében. Sok esetben a gránát is kőzetalkotó mennyiségben jelenik meg. Járulékos ásványok: staurolit, titanit, rutil, cirkon, apatit. A paragneisz deciméteres-méteres vastagságú, többszáz m széles rétegeket képez, néha igen éles lehatárolással.

E kőzetek települési viszonyai jól követhetők a Fenyves alatti bányavágatokban (3. *ábra*).

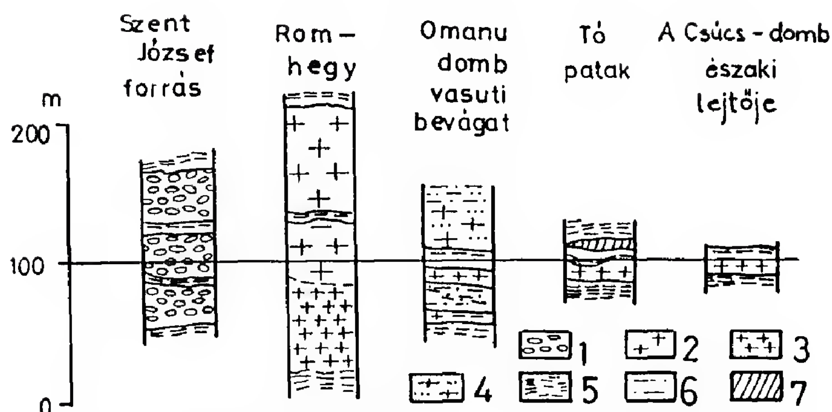
Ha a földpát mennyisége meghaladja a 25%-ot és a kvarccal együtt összefüggő, rendszerint mozaikos aggregátumokat képez, egyszersmind a csillámmennyiség 20% alá csökken, a többnyire magmás eredetű kőzet *ortogneisz*. A csillámok lencsés vagy hullámos kötegekben, vagy rendezetlen, irányítatlan lapocskákban jelennek meg. A kvarc a földpáttal társul vagy lemezeket, zsinórokat alkot. A magurai ortogneiszben mindenütt jelen van a "sakktábla-albit" (tulajdonképpen mikroklinnel helyettesített savanyú oligoklász, bővebben l. 2.1.4. alfejezet és *I. tábla, 1. kép*), 1 cm-ig kifejlődő porfiroblasztokban, ill. porfiroblaszt-halmazokban. Járulékos ásványok: cirkon, apatit, rutil, magnetit. A litosztratigráfiailag elkülönített szint keretén belül a kétcsillámos lemezes ortogneisz az uralkodó, ezt követi a szemes (mikroaugen) biotit-gneisz (Csehelyi Magura-völgy, selymesilosvai Lapos-völgy). A biotitmentes, aplit-szerű, lemezes vagy szemes leptinitben a savanyú oligoklász és a mikroklin egyenlő mennyiségben jelenik meg (Magura déli oldala, szilágysomlyói Marosán András utca).

E kőzettípusok keretén belül számos szerkezeti-szöveti változat található. A kvarcitot és az ortogneiszt a granoblasztos szövet, viszonylagos irányítottságát főleg a különböző színű (azaz grafittartalmú) kvarcszalagok ill. a földpát-dús és földpát-szegény elemi lemezek váltakozása adja. A csillámkvarcit és a paragneisz szövete grano-lepidoblasztos, helyenként grano-lepido-porfiroblasztos, szerkezete palás, leggyakrabban mikroredős. E kőzetekben két egymást metsző palás felület is gyakran előfordul. A csillámpala szövete lepidoblasztos, ill. lepido-porfiroblasztos, ez utóbbi a gránátban dús csillámpalákat jellemzi. A szemcseméret tekintetében a Magura metamorfitjainak nagy része mikroblasztos, mert az ásványok mérete, főleg a csillámoké 0,5 mm alatt van.



3. *ábra*. A Fenyves alatti bányavágatok szintrajza. Jelkulcs: 1. Deluvium, 2. Muszkovitos csillámkvarcit, 3. Muszkovitos-biotitos paragneisz, 4. Kétcsillámos, gránátos csillámpala, 5. Brecssa, pirites hintéssel, 6. Kvarclencse, 7. Résminta, G. Bányavágat, V. Vető

Fig. 3. Horizon plane of the galeries under the Brădet Hill. Captions: 1. Deluvial deposits, 2. Muscovitic quartzite-schist, 3. Muscovite-biotite paragneiss, 4. Two-mica and garnet-bearing micaschist, 5. Pyritised breccia, 6. Quartz-lens, 7. Slit-sample location, G. Gallery, V, Fault



4. *ábra.* Oszlopszelvények a Középső (savanyú) Magmatogén Szintből. Jelkulcs: 1. Szemes gneisz, 2. Leptinit, 3. Biotitos gneisz, 4. Paragneisz, 5. Csillámpala, 6. Csillámkvarcit, 7. Monomineralikus fehér kvarcit

Fig. 4. Stratigraphic columns in the Medium (acidic) Magmatogenous Level. Captions: 1. Augengneis, 2. Leptinite, 3. Biotitic gneiss, 4. Paragneis, 5. Micaschist, 6. Quartzite-schist, 7. Monomineralic white quartzite

A Magura metamorf kőzeteiben mennyiségileg alárendelten, de meglehetősen gyakran jelennek meg a tektonikus mozgások által átalakult (összetöredezett, felőrölt majd egybeforrt) kőzetek (tektonitok vagy kataklázitok): milonitok, ultramilonitok és pszeudotachilitek. Ezenkívül a fő törésvonalak mentén tektonikus breccsákat is találtunk.

A *milonit* piszkosszürke, érdes tapintású kőzet, szalagokban, konkordáns, lencsés kifejlődésű sávokban jelenik meg. Fő alkotója a szilánkos kvarc, szétfoszlott muszkovit-kötegekkel, bontott biotittal és plagioklásszal, opak ásványokkal. Az ásványok össze vannak forrva, a széttöredezett ásványok rovására, azokat beágyazva neomorf biotit, albit, sötétzöld klorit és opak ásványok jelennek meg. A kőzet tehát metamorf átkristályosodást szenvedett milonit, azaz blasztomilonit.

Az *ultramilonitok* sötét színű, centiméteres vastagságú, a palássághoz viszonyítva konkordáns szalagokként jelennek meg, gyakran a milonit-zónák szélén (Nagypúpos, a Kraszna partján, Lapos-patak). A kőzet mikroszkóp alatt nem azonosítható, de a SEM-felvételeken (*I. tábla, 2. kép*) jól látható apró szemcsékből áll, anyaga a röntgen-vizsgálatok alapján kvarc, szericit, klorit és goethit.

A Lapos-völgyben és a Marosán András utca végén az itt megjelenő milonitokban szaruszerű, fekete üveghez hasonló kőzet található, 1–3 cm vastag, szabálytalan lefutású szalagokban. A mikroszkópos vizsgálat amorf, zavaros anyagot mutat (*I. tábla, 3. kép*), amelyben opak sávok és szericetes devitrifikált szalagok jelennek meg. Helyenként a kőzetben kőzettöredékek, epidot-fészkek és kalciterek láthatók. A vizsgált anyag valószínűleg tektonikus úton megolvadt és rövid idő alatt "megfagyott" üveg, ún. *pszeudotachilit*.

A tektonikus breccsák a palássággal különböző szöget bezáró breccsatömegek, melyek telérszerű vonulatokban jelennek meg, 0,1–20 m vastagsággal. A

metamorf kőzetek szögletes elemeit vagy csillámokból, apró kvarcszemcsékből és agyagásványokból álló, lágy kötőanyag, vagy kvarcból és kalcitból álló mátrix fogja össze (l. hidrotermás folyamatok).

Az észak-erdélyi szigethegységekben gyakori pegmatit a Magurában is jelen van: a Krasznába folyó Porondos-patakon (Valea Prundului) egy 1–1,5 m vastag és csapásirányban 150 m hosszúságban árkolásokkal feltárt telér jelenik meg. Ásványi összetétele kvarc, albit, ortoklász, muszkovit és turmalin. Az ásványok mérete 1–10 cm, a turmalin és a muszkovit hipidioblasztos. A telér kontaktusa látszólag a palássággal konkordáns, de a környező csillámkvarcitba albit, turmalin és kvarc nyomul be (*I. tábla, 4. kép*). A Magura számos más pontján kisebb, 1–10 cm vastag aplitos, ill. pegmatitos lencsék találhatók.

A kőzetekben az elsődlegesen keletkezett ásványokon kívül jelen vannak a későbbi, metamorf ill. nem metamorf eredetű ún. másodlagos ásványok: klorit, ortoklász, epidot, szericit, sziderit, kalcit, pirit (és egyéb szulfidok), kaolinit és limonit.

3.1.3. *A metamorf kőzetek protolitjai*

Az ásványtani és szöveti-szerkezeti vizsgálatok alapján a felsorolt kőzetek eredeti, premetamorf alapanyagai feltételezhetően a következők voltak:

A kvarcit kvarchomokból, a csillámkvarcit agyagos homokból keletkezett. A csillámpalák eredeti anyaga több-kevesebb homokot és vasoxidokat tartalmazó agyag. A paragneisz eredeti üledéke plagioklászt is tartalmazó agyagos homok, grauwacke lehetett. Az ortogneisz-jellegű kőzetek savanyú magmás kőzetekből (dácit, riolit) és ezek tufáiból keletkeztek; a közbetelepülő, gránátdús csillámpala a magmás kőzetek vagy tufáik bontásából eredő, vasat is tartalmazó agyagból (bentonit?) és a gneiszekkel társuló monomineralikus kvarc kovalencsékből. A grafitos csillámpala protolitja valószínűleg szerves anyagban gazdag agyag.

Az intenzív átkristályosodás és tektonikai igénybevétel dacára bizonyos premetamorf bélyegek is észlelhetők. Premetamorf eredetű a litológiai határok nagy része melyet a palásság is követ. A kőzettesteken belüli kvarc+földpát - csillámsávok váltakozása, ha ez a szemcsék nagyságának ritmikus váltakozásával is együtt jár, premetamorf bélyegnek minősíthető. Ugyancsak túlélték a metamorfózist, habár jelentős szerkezeti és összetételi változások árán a magmás eredetű kőzetek földpát-fenokristályai, valamint a riolitok jellegzetes, fluidális sávozása a leptinitekben.

Ha a tektonitokat metamorf (dinamometamorf) kőzeteknek tekintjük, ezeknek a protolitjai a kvarcos-csillámos-földpátos regionális metamorf kőzetek. Az ultramilonitok részben a milonitokból, részben a milonitokat magába foglaló kőzetekből, a pszeudotachilitek a milonitok kvarcdús anyagából keletkeztek, amit PASSCHIER (1982) is észlelt. A nagyobb kvarctartalom miatt elegendő mennyiségű súrlódási hő halmozódik fel a kőzet egyes pontjain, ami végül is a kőzetet megolvasztja (PHILPOTS 1972, fide SZEDERKÉNYI 1984).

Végül a pegmatit-lencsék és telérek a többi szigethegységben ismert pegmatitokhoz hasonló módon, a metamorf folyamatok lecsengő fázisában, a reziduális oldatokból kristályosodtak ki.

3.1.4. *Metamorf index-ásványok és ásványegyüttesek*

Az előző fejezetben bemutatott kőzetekben számos olyan ásvány jelenik meg, amelynek jelenléte a metamorf folyamatok termodinamikai körülményeire nyújt tájékoztatást.

a) *Földpátok.* A kőzetalkotó földpátok nagy része 20–25% An-tartalmú, erősen bontott (szericitesedett) oligoklász, pontszerű kvarczárványokkal, mirmekites vagy antipertites kiválásokkal. Az ortogneiszben gyakori a mikroklin. A zavaros mikroklin-porfiroblasztokat egy későbbi üde albit helyettesíti. A gránátok nyomásárnyékában, a csillámkötegek szélén, valamint a kvarcitokban, az aplit- és pegmatitlencsékben 15–20%-os An-tartalmú zavaros oligoklász és üde albit található. A milonitokban és számos, mikroredőzött kőzetben üde albit és gumószerű, kékes ortoklász jelenik meg. Végül is a hidrotermás kvarc- és kalcittelérekben gyakori az adulár.

A metamorfózis során bekövetkezett, ismételt átkristályosodást követően nehéz meghatározni a földpátban gazdag kőzetekben oly gyakori "sakktábla-albit" eredeti összetételét. Jelenleg e porfiroblasztok egy része rácsos ikerlemezes, enyhén szericitesedett mikroklin, foltszerű, erősen bontott, valószínűleg bázikus oligoklász reliktumokkal. A mikroklint a széleken, a repedések és egyes ikerlemez-határok mentén üde albit vagy albit-oligoklász helyettesíti. Az észlelést megnehezíti az a tény, hogy a plagioklász ikerlemezei rendszerint a mikroklin [010] ikerlemezeit követik. A mikroklinban is, de az üde albit-oligoklászban is jelen vannak a jellegzetes, csepp-alakú víztiszta kvarc-szemcsék. A "sakktábla-albitra" vonatkozó irodalomban e képződményeket vagy a migmatitosodás első fázisában létrejött porfiroblasztoknak, vagy zöldpala-fáciesben létrejött blasztoknak tekintik. A magurai "sakktábla-albit" mindenképpen egy másodlagos képződmény, de helyileg a metamorfozált magmás protolit hajdani földpát-fenokristályaihoz kötődik, amelyeknek a kontúrjai sok esetben – kis nagyításban vagy felületi csiszolatokban – felismerhetők. Jelenlétük ezért premetamorf bélyegnek minősíthető (l. 2.1.3. alfejezet).

b) *Biotit.* A csillámos kőzetekben a muszkovittal asszociált, sötétvörös, gyakran hajlított, apró lapocskákban megjelenő biotit zavaros, rutil-szagenit tűket, opak ásványokat, széles pleokróos udvarral rendelkező cirkon-zárványokat tartalmaz. Gyakran részben vagy egészen kloritosodott. A palássággal rendszerint 20–40°-ot képező, 1–3 mm vastag, a mellette lévő csillámokat zárványaikkal együtt bekebelező, sárgás-barna, kevésbé pleokróos, kis pleokróos udvarral rendelkező cirkon-zárványokat tartalmazó neomorf, ún. keresztbiotit (*II. tábla, 1. kép*) csak a széleken kloritosodik.

c) *Fehér csillámok.* A csillámos kőzetek fő alkotója a 0,2 mm körüli széles és 0,05-0,1 mm vastag, hajlított muszkovit-lemezkék tömege. A lemezkék, főleg a mikrogyűrődések tengelyében szertefoszlanak (a biotit-lapocskák szintén) és egy finom pelyhes aggregátum keletkezik (*II. tábla, 2. kép*), amely egyes csillámpala-mintákban tömegesen jelenik meg. Röntgendiffrakciós vizsgálataink szerint ennek az aggregátumnak az ásványi összetétele Na-dús vassszegény fengit, Mg-proklorit, kvarc és sziderit. Muszkovitban gazdag csillámplákban

jelen van egy neomorf, a palássággal szögbe helyezkedő, az előbbi asszociáció opak ásványait zárványoló, amúgy víztiszta muszkovit is.

d) *Andaluzit.* A Fenyves és a Szent-hegy alatt, a somlyói vasútállomás felé vezető út mentén, a Tó-patak és a Lapos-völgy alsó folyásán csillámkvarcitban, csillámpalában található; fészkekben, 0,02–0,05 mm-es, optikai szempontból egyazon kristályhoz tartozó reliktumokban jelenik meg, sokszor egy rombuszkörvonalú, pelyhes fehércsillám-halmazban, amely feltehetőleg az eredeti, 0,5–1 mm-es kristály bomlási terméke.

e) *Staurolit.* A szilágysomlyói katolikus temetőben, a Kraszna-parton és a Kápolna-völgyben, valamint a badeni korú konglomerátum csillámpala-elemeiben található. 1–1,5 cm-es poikiloblasztos hasábokat alkot, az eredeti palásságot 20–30°-al keresztezi, az eredeti palásság szerint irányított csillám, gránát, földpát, rutil és opak zárványokkal.

f) *Gránát.* A 0,3 mm-nél nagyobb gránátszemcsék belseje zavaros, opak ásványokból, kvarcból, rutilból álló, irányított zárványokat tartalmaz, repedések mentén kloritosodott. A külső burok üde (*II. tábla, 3. kép*), úgyszintén a főleg gneiszekben található, hipidioblasztos, 0,2 mm-nél kisebb gránát. Monomineralikus gránát-preparátum röntgendiffrakciós vizsgálata 24% piropot és 1–2% spesszartint tartalmazó almandint mutatott ki (ez az összetétel a teljes szemcsékre vonatkozik, a zavaros magra és az üde burokra egyaránt). E számottevő pirop-tartalom, amely nagy nyomásra és magas hőmérsékletre utal, különösen érdekessé tenne egy beható mikroszondás vizsgálatot a zónás gránátokon.

g) *Klorit.* Az optikai vizsgálat során két klorittípus figyelhető meg: a muszkovittal összenőtt apró, hajlított lapocskákból álló, biotitból és a zavaros gránátból keletkezett barnászöld, erősen pleokróos, rutil- és opak zárványokat tartalmazó klorit, indigó interferencia-színnel (valószínűleg Mg-proklorit) és a keresztbiotit szélén, valamint a gránátok nyomásárnyékában, albittal társuló üde, fűzöld, mérsékelten pleokróos klorit (pennin). Az utóbbi a milonit-sávokban és a kvarccal kötött vetőbreccsákban is megjelenik, rozettákban (*II. tábla, 4. kép*), legyezőszerű halmazokban.

f) Egyes *járulékos ásványok,* mint a cirkon, rutil és turmalin is két generációban jelennek meg; a 0,2 mm-nél nagyobb szemcsékben tisztán látható egy belső, zavaros mag és egy külső, üde burok.

Az egymás mellett lévő, egymást helyettesítő, egymásból kialakuló ásványok keletkezési sorrendjét vizsgálva, meg lehet magyarázni, miért van jelen egyazon kőzetben különböző hőfokon és nyomás alatt létrejött ásvány. Ezek az ásványok a kőzetképződés különböző fázisaiban jelentek meg, a következőképpen:

I. ásványgeneráció: kvarc + muszkovit + biotit + An_{20-25} plagioklász ± mikroklin + andaluzit + a gránát-porfiroblasztok magja. A járulékos ásványok magja is ebbe az asszociációba tartozik. Az I. ásványgeneráció a későbbi nyírásoktól, törésektől mentes kőzetek 80–90%-át, a tektonizált kőzetek anyagának kb. 35–50%-át képezi. A litológiai határokkal párhuzamos, csillámlapokra és kvarc-földpát-zsinórokra épült palásság az I. ásványgeneráció keletkezésekor jött létre.

II. ásványgeneráció: Mg-proklorit + fengit (szericit) + aprószemcsés kvarc ± albit±sziderit. A járulékosak közül az opak ásványok egy része is ide tartozik. A nem bolygatott kőzetekben a II. ásványgeneráció részaránya 5% alatt marad, de az erősen nyírt kőzetekben az 50%-ot is meghaladja. Mikroredők nyírt szárnyain a csillám, a klorit és a kvarcszemcsék irányított sávokban, zsinórókban helyezkednek el és ez egy második palásságot eredményez amit makroszkóposan is lehet látni, ill. bemérni.

III. ásványgeneráció: neomorf biotit + neomorf muszkovit + staurolit + üde gránát + An_{15-20}-plagioklász + kvarc. A járulékos ásványok üde burka is a III. generációhoz tartozik. E generáció ásványainak a részaránya csillámdús kőzetekben max. 10%, de még a milonitokban is 5% körül van. A neomorf csillámok statisztikailag irányítottak, ezért egy "virtuális" palásság jelenik meg, ami nem azonos sem az elsődleges, sem a másodlagos palássággal, de a csillámdús kőzetek felületén szabad szemmel is látható és mérhető lineációt hoz létre.

IV. ásványgeneráció: pennin + albit + ortoklász + nem hullámos kioltódású kvarc + szericit + kalcit + szulfidok ± goethit ± adulár. Telérkitöltésekben kőzetalkotó mennyiségben jelenik meg, máskülönben a kőzetekben a részaránya 1–2%.

Az I. ásványgeneráció a fő metamorf fázisban jött létre, kisnyomású, magas hőmérsékletű környezetben. A II. ásványegyüttes alacsony nyomású és alacsony hőmérsékletű asszociáció. A III. ásványegyüttes ismét egy magasabb hőmérsékletű de magasabb nyomás alatt létrejött asszociáció. A IV. generáció a metamorfikus ásványképződést követő, irányított nyomás-mentes körülmények között keletkezett. A négy ásványegyüttes keletkezésének hőmérséklete és nyomása WINKLER (1970) P-T diagramja, ill. a kvarczárványok mérése alapján az *I. táblázat*ban jelenik meg.

Ásványasszociációk keletkezésének P-T kondiciói

P-T conditions of formation of mineral associations

I. táblázat – Table I

Ásványasszociáció	T, °C	P, kb
I	550	3,5
II	360–400	2
III	500–550	5,5
IV (nem metamorf)	>200	>1

A kőzetek mikroszkópos vizsgálata azt mutatja, hogy az idősebb ásványegyüttes többé-kevésbé "túlélte" a számára kedvezőtlen P–T körülményeket. Ezek szerint a Magura kristályos kőzetei jogosan nevezhetők polimetamorfitoknak.

3.1.5. *A metamorfózis kora*

A Magura metamorf kőzeteire települő legidősebb nem-metamorfozált képződmények kora permi (l. alább), ezért a metamorf történések relatív korát a hercini vagy annál régebbi orogenezishez köthetjük.

A Szilágysomlyói Magura kőzetein öt K-Ar radiogén kormeghatározást végeztünk (SOROIU et al. 1985), amelyek eredményeit a *II. táblázat* mutatja be.

A fenti adatok megegyeznek a többi metamorf szigethegységben mért értékekkel.

K-Ar kormeghatározások a Szilágysomlyói Magura területéről
K-Ar age determinations from the Măgura Şimleului area

II. táblázat – Table II

Minta sz.	Kőzet	Ásvány	K-Ar kor, Ma
170	Muszkovitos csillámpala	Muszkovit	95 ±6,5
171	Csillámkvarcit	Muszkovit	173 ±18,2
174	Paragneisz	Teljes kőzet	100 ±7,7
178	Biotitos csillámkvarcit	Biotit	98 ±10
182	Augengneisz	Biotit	102 ±7

Az abszolút kormeghatározás eredményei a következő módon értelmezhetők:

a). A kőzetekben a radiogén argont bezáró ásványok a metamorf átkristályosodást követően a záródási hőmérséklet alá hűltek le, tehát a metamorfizmus folyamata az alpi orogenezis alsó- és felsőkréta határán lezajlott ausztriai fázisához kötődik. Ennek ellentmondanak a perm korú nem metamorfizált képződmények jelenléte, a 171 sz. minta hibrid kora és a Réz-hegységben mért ~200 Ma K-Ar, ill. az Alföld aljzatát alkotó metamorfitokban mért 200–400 Ma Rb-Sr értékek (SZEDERKÉNYI 1984).

b) A kőzetek egy korábbi (hercini vagy még idősebb) orogenezis során szenvedtek metamorfózist, és az alsókréta–felsőkréta határán végbemenő termikus történések folyamán a záródási hőmérséklet fölé melegedtek, majd ismét lehűltek. Ez a folyamat az egész Szamos-platformot érintette (SOROIU 1986), amely a Tisia-domén és a marosvölgyi–kelet-erdélyi ofiolitos öv összetorlódásával hozható kapcsolatba (krétakori termális front, ZINCENCO et al 1990). A Magurában a metamorf jellegű, tehát irányított nyomás alatt képződő asszociációkat egy nyomásmentes asszociáció követi és jogosan feltételezhető, hogy részben e termális front okozhatja ennek az ásványegyüttesnek a keletkezését.

3.1.6. *Mállási kéreg a Szilágysomlyói Magurán*

A Magura gerincein a földpátban és csillámokban gazdagabb metamorf kőzetek intenzív mállást szenvedtek: a metamorfitok kézzel morzsolható, földes állapotú homokos agyagot képeznek, melyben még látható az eredeti palásság. A mállott réteg a paleogén üledékek alatt is folytatódik és a H 212 sz. fúrásban a 15 m vastagságot is eléri. Hasonló eocén előtti mállási kéreg található a többi metamorf szigethegységben is (KALMÁR 1968).

3.1.7. *Hidrotermális elváltozások és színesfém-indikációk*

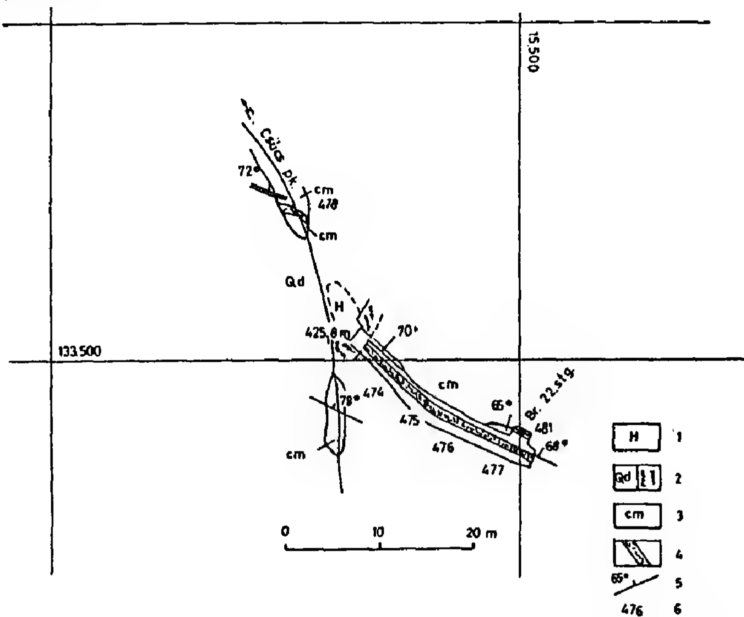
A metamorf kőzeteket átszelő breccsás vonulatok mentén gyakorta észlelhetők hidrotermális elváltozások (kloritosodás, kalcitosodás, kovásodás, agyagosodás), gyenge szulfidos hintéssel pl. a Fenyves alatti bányavágatokban, a Magura-patak eredeténél, a Szent József-forrás körül és a Kápolna-patak bal oldalán. A hidrotermális lerakódásokban kis mennyiségű érces ásványok is jelen vannak és a mintákban gyenge színesfém- és higany-koncentráció jelenik meg.

A Lapos-patak egyik oldalágában, a Csúcs-patakon az érces breccsát 1942-ben egy somlyói magánvállalkozó csapásirányban 21 m-es táróval követte, amelyet

1986-ban újra felnyitottunk (5. *ábra*). A 10–30 cm vastag, csillámkvarcit-darabokkal teli repedés kötőanyaga szürke kvarc, víztiszta kvarckristályokkal, pirittel és kalcittal kibélelt geodákkal és szulfid-hintéssel. Az ércásványok a következők: pirit, galenit, szfalerit, kalkopirit, tetraedrit, markazit. Egy csiszolatban egy 2 μm-es arany-szemcse is látható. A kvarckristályokban a kétfázisos zárványok homogenizálódása 190–220 °C -on történik. Az ércesedés CÂMPEANU (1964) által leírt és bányavágatokkal feltárt bucsai (Réz-hegység) Măgura Ciorii-Făgădau telérhez hasonlít, amely a bánátit-magmatitokkal van kapcsolatban.

3.2. *A metamorf alaphegységet fedő képződmények*

A metamorf alaphegységet perm, paleogén, neogén és kvarter korú képződmények fedik.



Minták jegyzéke										
	Nr.	Hely	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	S	Hg	Fe
1.	474	m. 6	u	1,8	0,04	0,05	u	1.16	250	1,45
2.	475	m.11	u	2,7	0,06	0,10	u	2,80	50	3,20
3.	476	m.16	0,2	11,4	0,12	0,10	0,05	2,75	300	2,15
4.	477	m.22	u	u	0,05	u	u	0,80	100	1,75
5.	478	Bc 22.m	0,2	1,8	0,06	0,05	0,03	1,45	150	1,80
6	481	Meder	0,2	8,3	0,10	0,10	0,05	3,65	200	3,15

5. *ábra*. A csúcsvölgyi kutatóvágat szintrajza. Jelkulcs: 1. Meddőhányó, 2. Lejtőtörmelék, 3. Csillámkvarcit, 4. Breccsás telér szulfidos hintéssel, 5. Dőlés és csapás, 6. Résminta

Fig. 5. Horizon plane of the research gallery, Ciuciului Valley. Captions: 1. Pit-tip, 2. Deluvial deposits, 3. Quartzite-schist, 4. Disseminated sulphide-bearing breccia-lode, 5. Direction and deeping, 6. Slit-sample location

3.2.1. *Perm*

A Szilágysomlyói Magurán, a Magura-patak forrása fölött található a PAUCĂ (1964a) által felsőperm korúnak leírt kvarcporfír, kovásodott tufa, vörös agyagpala és kvarcitos homokkő, 10–30 cm-es szögletes darabokban, vörös, feltehetően paleogén korú mátrixban. Hasonló, perm korú képződmények szálban a Meszes és a Réz-hegység déli részén valamint fúrásokban (ISTOCESCU, IONESCU, 1970) Érábrány (Abrami) területén ismeretesek.

3.2.2. *Paleogén*

Paleogén korú üledékek a terület északi és északkeleti részén találhatók, valamint kisebb foltokban, a Magura gerincén (Csúcs-hegy, Vár-hegy stb). Szép feltárások találhatók Győrtelek és Somlyóújlak között valamint egy 50 m-es rétegsor a H 212 sz. fúrásban.

A paleogén üledékek egy 2–8 m vastag agyagos, vörös színű alapbreccsával kezdődnek, amelyre kavicsos homok telepszik. A homoktartalom csökken és vörös, szürke, sávos és foltos tarkaagyag következik, 0,5–1 m-es padokban. PAUCĂ (1964a) az üledéksort a paleocén–alsóeocén korú Zsibói Tarkaagyaggal (Seria Vărgăta Inferioară) korrelálta.

3.2.3. *Neogén*

A neogén a badeni emelettel kezdődik, amely délnyugat, dél és délkelet felöl öleli körül a Magurát. Szép feltárások láthatók a Csehely melletti Silvania kőbányában, a Szent-hegyen, a Fenyves-utcai kőfejtőben és Badacsony mellett.

A badeni emelet alsó részén 15–30 m vastag durvaszemcsés, meszes kötőanyagú konglomerátum jelenik meg, kvarcit, csillámpala és gneisz elemekkel, amelyre 5–10 m vastag, durvaszemcsés, kvarckavicsos homok telepszik (Kápolna-völgy, Vár-hegy). Ezt 3–6 m homokos, biodetritikus mészkőréteg követi (Hollóhegy), lithothamniumos–bryozoás–kagylós mészkő-betelepülésekkel (Szent-hegy). A badeni emelet legfelső része homokos–márgás kifejlődésű, 2–4 m vastag, bentonitosodott dácit-tufa réteggel (Badacsony). A badeni transzgresszió folyamatosan borította be a paleogént, majd a metamorfikumot, feltehetőleg délről észak felé (NICORICI, 1972).

A szarmata csak a területtől távol eső fúrásokban jelenik meg. A badeni üledékekre és a paleogénra a pannoniai korú agyagos–homokos üledékek telepednek, amelyben Badacsony és Selymesilosva között két 10–20 cm vastag lignitréteg található.

3.2.4. *Kvarter*

A Magura déli és nyugati lejtőjét deciméteres kristályos-pala tömbökből, apróbb szilánkokból és csillámos agyagos homokból álló, keresztrétegzett lejtőtörmelék (deluvium) fedi, amelynek vastagsága Szilágysomlyó régi vasútállomása előtt, az F6. jelű fúrásban 25 m volt.

A Kraszna árterében kavicsos, homokos és agyagos alluvium található, 2–6 m vastagságban (F4, H 212 jelű fúrások).

4. Tektonika

A metamorf alaphegység és a fedő, nem metamorfizált képződmények tektonikája alapvetően különbözik, ezért azokról külön-külön adunk leírást.

4.1. *Az alaphegység tektonikája*

A Szilágysomlyói Magura részletes földtani térképezése során sikerült néhány jellegzetes kifejlődésű, kőzettanilag felismerhető szintet elkülöníteni és ezek alapján a metamorf összlet szerkezetét feltárni. Az erősen gyűrt, 60–90°-os dőlésű összletben délről északra egy, az üledékek alól csak részben kibúvó szinklinális, egy antiklinális, egy részben elnyírt szinklinális, egy antiklinális nyugati periklinuma, egy keskeny és meredek szinklinális, egy szélesebb, kelet felé nyíló antiklinális, egy keskeny, kelet felé részben eltakart szinklinális és egy északi, csonka antiklinális követhető, tengelyirányuk ÉNyNy–DKK.

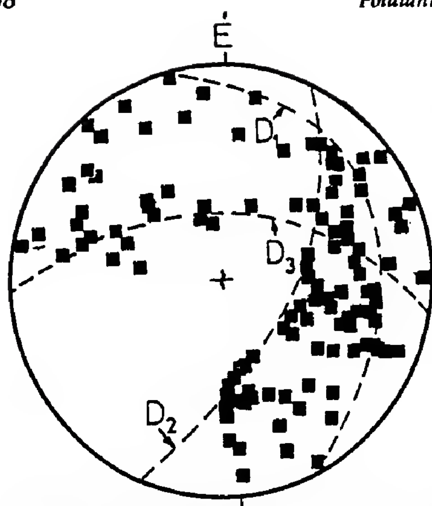
Amint már említettem, a kőzettani határfelületek a fő palássággal párhuzamos lefutásúak és ezt a nagyobb feltárásokban, mint pl. a szilágysomlyói vasútállomástól keletre nyitott kőbányákban egyértelműen követhetjük. A metamorf kőzetekben azonban, a fő palásság mellett megjelenik egy második palásság is, amely az előbbivel változó szöget zár be. A kézi minták, ill. a mikroszkópos csiszolatok szintjén e két palásság két, időrendben különböző ásványképződéshez kötődik.

a) A fő metamorf ásványegyüttes keletkezésekor a csillámok bázislapjából és az elnyújtott, orsós kvarcszemcsék hosszú tengelyéből az eredeti rétegfelülettel párhuzamosan kifejlődő sík palásság (S_1) keletkezett.

b) A már konszolidált és meglehetősen inhomogén metamorf kőzetben a palássággal párhuzamos irányú tektonikai erők hatására a csillámdús sávokban a csillámlapok meghajlításával mikroredők keletkeztek; ugyanakkor a köztes kvarc–földpát lemezek és a gránát–porfiroblasztok szétpattantak, feltöredeztek. A nyomás erősödésével a mikroredők szárnyai elnyíródtak, a nyírási felületek mentén a csillámok és a földpát elbomlottak, a kvarcszemcsék szélei felaprózódtak, ezáltal a kőzet kohéziója csökkent, a létrejött diszlokáció elemi rétegről elemi rétegre lépett, míg a végén az egész kőzettömegre kiterjedt. Így jöttek létre a több méter vastagságú milonit-sávok és a milonitosodásra különösek hajlamos, kvarcban–földpátban gazdag paragneisz-szintek "felőrlése". Ezért a terepi felvételek során a milonitos zónák azt a benyomást keltik, hogy az eredeti palássággal párhuzamos betelepüléseket képeznek.

A mikroredők szárnyain keletkező nyírási felületek sorozata, e felületekre "szétkent" apró csillám (fengit)- és kloritpikkelyek és kvarc-mikroszemcsék adják az S_2 másodpalásságot. A Magurán térképezett redők keletkezése valószínűleg e mikro-szinten követhető folyamat végeredménye.

c) A konszolidált, milonitosodott és gyűrt metamorf összletben újra megindult az átkristályosodás, az irányított nyomás hatására neomorf csillámok keletkeztek, amelyek statisztikailag egy bizonyos irányt követnek. Ennek egy fizikailag nem létező, tehát virtuális S_3 palásság felel meg. E "palásság" a kőze-



6. *ábra.* A Szilágysomlyói Magura metamorf kőzetein mért litoklázisok összesített sztereografikus vetülete (212 mérés)

Fig. 6. Stereographic projection of the fissuration (212 measurements) in the metamorphic rocks of Măgura Şimleului

teket átszelő, hajszálvékony repedésrendszerrel egyezik, ami a feltárásokban 1–4 cm^2 nagyságú, litoklázis-méréseknél zavaró elemként ható felületeket hoz létre.

d) A későbbi, vízszintes mozgások nyomán a milonitokban történő nyírás hatására ultramilonit és pszeudotachilit jött létre, amelyeket a metamorf átkristályosodás már nem érintett. A függőleges mozgásokhoz kötődő törések valószínű, hogy a már létező, preformált törésvonalak mentén különböző nagyságú tömbökre osztották fel a Magurát. A törésvonalak mentén hidrotermás oldatok törtek fel.

A kőzetekre ható erőtér nem csak az ásványok különböző irányítottságát, hanem a kőzetekben lévő repedésrendszer orientációját is meghatározták. Ezért a litoklázis-mérések kiegészítő információkat adnak a kőzetekben történt mechanikus folyamatokról.

A Szilágysomlyói Magura metamorf kőzeteiben négy ponton 50–50 litoklázist mértem, amelyeknek az összesített sztereografikus vetületén (*6. ábra*) három különböző repedésrendszer jelenik meg:

D_1: Rövid, 5–20 cm lefutású, érdes felületű repedések, kvarccal, aplittal, karbonáttal kitöltve; pólusaik egy 255/10°-os síkban találhatók, az S_1-palásságra merőlegesek és valószínű, hogy az első metamorf ásványképződést követő összehúzódás (disztenzió) folyamán keletkeztek.

D_2: Közepes hosszúságú, 30–80 cm lefutású, sima felületű, dörzskarcos–dörzstükrös, klorittal–szericittel bevont repedések; pólusaik egy 300/55°-os síkban találhatók, nagy szórással. E repedések a milonitos zónákban gyakoriak. A milonitosodással kapcsolatos nyírás folyamán keletkeztek.

D_3: Hosszú, több méteres repedések, felületük érdes, üresek vagy vörös agyaggal, limonittal ill. pátos vagy mészkéreg-szerű kalcittal vannak kitöltve. Pólusaik nagy szórással egy 190/15°-os síkra vetülnek; ezek a posztmetamorf törésrendszert képviselik.

4.2. *A fedő üledékek tektonikája*

A metamorf alaphegységet fedő üledékek a Magura körül monoklinálisan, piramisszerűen helyezkednek el, északon észak felé, délen dél felé 5–10°-al dőlve. A nagyobb vetők közelében (pl. Hollóhegy) a rétegek dőlése 20–30°-ot is elér.

Az aljzat vetői az üledékes összletben is folytatódnak.

5. A Szilágysomlyói Magura metamorf képződményeinek korrelációja

Az eddig egységesnek minősített Szamos sorozat metamorfitjai két egymástól lényegesen különböző csoportra oszthatók fel (*III. táblázat*).

Észak-erdélyi szigethegységek metamorf képződményei
Metamorphic formations of the NW-Transylvanian Crystalline Islands

III. táblázat – Table III

Csoport	I	II
Metamorf szigethegység	Ünő, Preluka, Cikó, Bükk, Erdőd, Meszes-hg. déli része, Réz-hg.	Szilágysomlyói Magura, Hegyes, Meszes-hg. északi része
Üledékes eredetű metamorf kőzetek	Paragneisz, csillámkvarcit, csillámpala, kvarcit, dolomit- és kalcit-márvány, grafitos pala	Paragneisz, csillámkvarcit, csillámpala, kvarcit,
Magmás eredetű kőzetek	Amfibolit, metaszerpentinit, biotitos ortogneisz, leptinit	Biotitos ortogneisz, leptinit
Alkáli metaszomatózis	Metablasztos migmatit, monzogránit, szienit	nincs
Metamorfózis:		
I. fázis	An_{25-35}+Mkl+Alm+Bi+Ky Staur+Hb±Px	An_{20-25}+Mkl+Alm(+Prp)+ Bi+And
II. fázis	Chl+Szer+Ab±Akt	Chl+Szer(+Fen)+Ab
III. fázis	Bi+Alm+An_{15-20}	Bi+Alm+An_{15-20}
Tektonitok	Tektonikus breccsa	Milonit, ultramilonit, pszeudotachilit, tektonikus breccsa
Ércesedés	Vas- és mangán-telepek vagy indikációk, arany-tartalmú kvarclencsék, színesfém-indikációk	Gyenge színesfém-indikációk

SZEDERKÉNYI (1984) az Alföld aljzatában kimutatta, hogy az Erdélyi középhegység Codru-takarója folytatásában Sarkadkeresztúr–Üllés vonaltól délre, az ún. Dél-Alföldi takaró keretén belül egy alacsony nyomású, magas hőmérsékletű metamorf övezet található, amely az Alföldi Autochtón Egységre van feltolódva. Az észak-erdélyi szigethegység I. csoportja az Autochtón Egységgel s ezen belül a Kőrösi Formációval és a Szeghalom Amfibolit Formációval korrelálható. A II. csoport metamorfitjai viszont a Dél-Aföldi Takaróhoz hasonló kifejlődésben jelennek meg. Ilyen típusú metamorfitok az Erdélyi középhegységben csak a pánkotai pikkelyben (Solzul Pâncota) találhatók, amely a Codru-takaró legalsó tektonikai egysége. Mindezek után feltételezhető, hogy a Szilágysomlyói Formáció, a Dél-szilágysági Egység részeként a Dél-alföldi Takaró egy északra előretolt része, amelyet a későbbi lepusztulástól a valószínűleg mélyebb, lezökkent helyzete mentett meg.

Ha a metamorf folyamatok harmadik fázisának azonos kifejlődését figyelembe vesszük, feltételezhető, hogy a két – autochton és takaró – egység "összeforradása" még a metamorf folyamatok befejezése előtt megtörtént, de ez nem zárja ki a takarósodás felsőkréta előtti (ausztriai) lezajlását.

Mindezen feltételezések tisztázására szükség van a metamorf folyamatok termodinamikai körülményeinek pontosítására, az index-ásványokon történő mikroszondás vizsgálatokkal. Ilyen vizsgálatok lehetővé tennék a szigethegységek helyzetének tisztázását és az Alföld metamorfitjaival való pontosabb korrelációt, ahol ÁRKAI et al. (1987) végeztek hasonló vizsgálatokat.

6. Köszönetnyilvánítás

E tanulmány a Nagybányai (Baia Mare) Földtani Kutató és Feltáró Vállalat (IPEG Maramures) keretén belül végzett terepi munkálatok eredménye, amelyben a szerzőn kívül ANGELESCU I. és KOVÁCS-PÁLFFY P. geológusok, valamint a prelukai bányászbrigád tagjai is részt vettek. A terepi munkánkhoz lényeges támogatást kaptunk az akkori adminisztráció helyi vezetőitől, GOGU G., FLOREA I. és TERSÁNSZKI A. uraktól. A szöveg előzetes lektorálásáért, a fogalmak pontosításáért a szerző különösen hálás SZEDERKÉNYI T. professzornak, aki a rendelkezésére bocsátotta tanszéke tiszántúli és délalföldi fúrómag- és csiszolatgyűjteményét valamint CSEREPESNÉ MESZÉNA Bernadett asszonynak, az alföldi metamorfitok szakavatott ismerőjének.

A tanulmány a Magyar Állami Földtani Intézet, a Romániai Földtani Intézet és az Országos Tudományos Kutatási Alap (T 007636 sz. téma) erkölcsi és anyagi támogatása segítségével jött létre.

Alcătuirea geologică a Măgurii Şimleului

Măgura Şimleului este una din insulele cristaline din NE Transilvaniei. Aceste insule reprezintă partea ridicată la suprafaţă a fundamentului Câmpiei Maghiare. Formaţiunile metamorfice ale Măgurii sunt alcătuite din două complexe terigene (cu grad de membru) separate printr-un nivel magmatogen acid (ortogneise, leptinite). Sunt prezente deasemenea pegmatite, roci cataclastice (brecci tectonice, milonite, ultramilonite si pseudotachilite).

In decursul proceselor metamorfice s-au putut identifica trei faze de blasteză: 1) o fază progresivă de temperatură ridicată şi presiune joasă; 2) o fază regresivă (în faciesul şisturilor verzi) si 3) o nouă fază progresivă. Acestor trei blasteze le corespund trei suprafeţe de şistuozitate (două reale şi una virtuală) precum şi doua sisteme de fisuri. Blasteza este urmată de formare de minerale hidrotermale (cu slabe depuneri de sulfuri) şi minerale hipergenetice, ultimele în cadrul scoarţei paleogene de alteraţie.

Vârsta metamorfismului este hercinică sau mai veche, iar valorile K-Ar de cca 100 Ma sunt datorate frontului termic dela mijlocul Cretacicului, din timpul coliziunii dintre domeniul Tisia şi ofiolitele transilvane.

Sunt prezentate pe scurt depozitele permiene (remaniate la baza paleogenului), cele paleogene, neogene si cuaternare din cuprinsul Măgurii.

Terenurile metamorfice din zona Heghieş–Măgura–Meseş N sunt corelate de autor cu cele ce apar în componenţa Pânzei Sud-panonice, prelungirea spre Câmpie a sistemului de pânze a Codrului din Munţii Apuseni.

Autorul multumeşte pe aceasta cale colegilor dela fostul IPEG Maramureş, ing. Iuliu ANGELESCU, ing. Doina ANGELESCU, dr. Péter KOVÁCS-PÁLFFY si tehn. Vilhelm TODOR precum şi conducerii locale dela Şimleul Silvaniei pentru sprijinul dat în anii grei când a fost elaborată această lucrare.

Irodalom - References

ÁRKAI P. (1987): Contribution to the knowledge of the polymetamorphic basement of the Great Plain (Pannonian Basin, East Hungary): the environment of the Derecske Depression – Fragmenta Mineralogica et Petrographica 13. 7–20.

CÂMPEANU, Şt. (1964): Raport geologic pentru minereuri neferoase în cristalinul Munţilor Rez (Ciucea–Valea Draganului si Bucea–Făgădău) – Arhiva IGG Bucuresti

CLICHICI, O. (1973): Stratigrafia neogenului din estul bazinului Şimleu – Ed. Academiei RSR, Bucuresti

DICEA, I. (1981): Raport geologic asupra forajelor executate în NV Transilvaniei, zona Jibou–Vima–Goştila–Măgoaja – Arhiva MMPCh Bucuresti

DIMITRESCU, R. (1963): Asupra sisturilor cristaline din NV Transilvaniei – Comunicări de geologie, II. 33–45. Bucureşti

GHIURCA, V. (1973): Foraje de cercetare în bazinul Şalaj – Studii de Geologie, 3–25, Bucureşti

HAUER, Fr., STACHE, G. (1863): Geologie Siebenbürgens. Wien

HOFMANN K. (1879): Jelentés az 1878 nyarán Szilágymegye keleti részében tett földtani részletes felvételekről – Földtani Közlöny, IX. 5–6, 167–213.

IGNAT, V., IGNAT D. (1972): Raport de sinteză asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri neferoase în cristalinul munţilor Meseş – Arhiva IGG Bucureşti

ISTOCESCU, D., IONESCU, G. (1970): Geologia parţii de N a Depresiunii panonice (Sectorul Oradea–Satu Mare) – Dări de Seamă ale Institutului Geologic, LV/5, 120–126, Bucuresti

Kalmár J. (1968): Asupra prezenţei unei scoarte vechi de alteraţie în munţii Preluca – Studii şi Cercetări de Geologie, 14., 2. 484–495, Bucureşti

KRÄUTNER, Th. (1940): Observations géologiques et pétrographiques dans les massifs de Bâcul, Heghieş et dans l'île cristalline de la Măgura, prés de Şimleul Silvaniei – Comptes Rendus, Institute Géologique Roumaine, XXIII., 37–45, Bucureşti

MATYASOVSZKY J. (1879): Jelentés az 1879 évben Szilágymegyében eszközölt földtani felvételről – Földtani. Közlöny, IX., 292–300.

NICORICI, E. (1972): Stratigrafia neogenului din sudul bazinului Şimleu – Ed. Academiei RSR, Bucureşti

LÓCZY L. id. (1918): Magyarország földtani szerkezete – (*In*: A Magyar Szent Korona Országainak földrajzi, társadalomtudományi és közgazdasági leírása).

PASSCHIER, C. W. (1982): Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemi Massif, French Pyrinées, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite – GUA Papers of geology. 1., 16., 1–226, Amsterdam

PATRULIUS D., LUPU, M., BORCOS M. (1968): Carte Géologique de la République Socialiste de Roumanie, 1:200.000, L-34-XI, 9. Şimleul Silvaniei – Institute Géologique, Bucarest

PAUCĂ, M. (1964a): Bazinul Silvaniei – Anuarul Comitetului Geologic, XXXII, 3–130, Bucureşti

PAUCĂ, M. (1964b): Probleme geologice ale bazinului Băii Mari – Dări de Seamă ale Institutului Geologic, XLIX, 45–54, Bucuresti

PRINZ Gy. (1914): Magyarország földrajza. Tudományos Gyűjtemény.

SOROIU, M., BALINTONI, I., VODĂ, A. (1985): A model of the basement of the Transylvanian Basin as revelated by K-Ar dating – Revue Roummaine de Géologie, Géophysique et Géographie, 29., 29–35, Bucureşti

SOROIU, M. POPESCU, D. (1986): Rezultatele determinărilor de vîrstă radiogenă K/Ar pe eşantioane de roci cristaline, Munţii Maramureşului, Preluca, Bîc si Şimleul Silvaniei – Arhiva IPEG Maramureş, Baia Mare.

SZÁDECZKI Gy. (1925): Munţii ascunşi ai Transilvaniei de Est – Dări de Seamă ale Institutului Geologic al României, XIII., 35–41, Bucureşti

SZEDERKÉNYI T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. Akadémiai doktori disszertáció, József Attila Tudományegyetem, Szeged

TELEGDI ROTH K. (1912): A Réz-hegység északi oldala Paptelek és Kazáncs között és a Szilágysomlyói Magura déli része – A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1911-ről. 110–120.

VISARION, M., SĂNDULESCU, M., CONSTANTINESCU, P., ATANASIU, L., IVANOV, A. (1992): Studiul structural privind posibilitaţile de acumulare a hidrocarburilor în depozitele sedimentare din substratul bazinului Panonic. Partea I. Sect. Crişu Repede–Somes – Arhiva Institutului Geologic Bucuresti

WINKLER, H. G. F. (1970): Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four division of Metamorphic Stage and of a classification based on isograd in common rocks – Neues Jahrsbuch für Mineralogie, Monatshefte, 5, Stuttgart

ZINCENCO, D. G., SOROIU, M., CUNA, S. (1990): Cretaceous thermal front on Pre-Mesozoic continental crust, documented by K-Ar data: on exemple, the Sylvanic belts, NW Transylvania, Romania – Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, 34, 95–105, Bucureşti

A kézirat beérkezett: 1995. VI. 13.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla –Plate I

1. "Sakktábla-albit" (savanyú oligoklásszal helyettesített mikroklin) a Magura-völgyi szemes gneiszben. a. Albit, b. Biotit, q. Kvarc. + nikolok, 32x
   "Checkboard-albite" (microcline substituted by acide oligoclase) from the augengneiss, Măgurii Valley. a. Albite, b. Biotite, q, Quartz. + Nichols, 32x
2. Ultramilonit. Lapos-patak, Selymesilosva. Szilánkos kvarcszemcsék (világosszürke), muszkovit-lapocskák (sötétszürke), klorit (fehér), apró goethit-pálcikák. SEM fotó, 3600x
   *Ultra-mylonite. Lapoş Valley, Ili*ua. Splinty quartz grains (light grey), muscovite-sheetlets (dark grey), chlorite (white), small goethite sticks. SEM photo, 3600 x*
3. Pszeudotachilit: izotróp üveg, benne csillámkvarcit-törmelékkel. Marosán András utca vége, Szilágysomlyó. + nikolok, 32x
   Pseudo-tachilite: isotrope glass comprising quartzite-schist fragments. End of Andrei Muresan Street, Şimleul Silvaniei. + Nichols, 32x
4. A pegmatit (p) és a csillámkvarcit közötti kontaktus egy része, ahol a turmalin (t), a muszkovit (m) és az üde kvarc (q) behatolnak a csillámkvarcitba; sz, szericitesedett oligoklász. Porondos-patak, Szilágysomlyó, + nikolok, 32 x
   Contact zone between pegmatite (p) and quartzite-schist. Turmaline (t), muscovite (m) and clear quartz grains penetrate into the quartzite-schist; sz, sericitized oligoclase. Prundului Valley, Şimleul Silvaniei. + Nichols, 32 x

II. tábla – Plate II

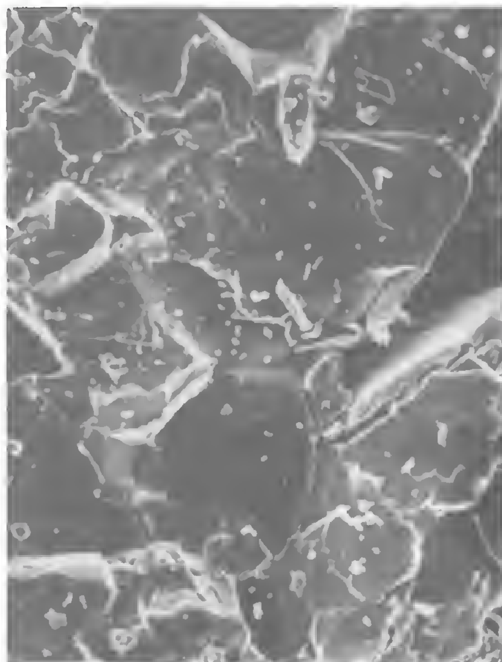
1. A felső, világos keresztbiotitban sötét biotitlapocska és kvarc+oligiklász-zárványok vannak, a biotit két kvarcszemcse közé ékelődik és apró pleokróos udvaros cirkon-zárványokat is tartalmaz. A sötét biotit-porfiroblaszta az előzőhöz képest kb. 20°-al van elfordulva. Mindkettő 40–50°-al metszi a muszkovit-lapocskák átlagirányában kifejlődő elsődleges palásságot. Tó-patak, Győrtelek, II nikolok, 32 x
   In the up-situated cross-biotite, there are a dark biotite sheetlet and quartz+oligoclase inclusions. Biotite get wenged between two quartz grains and contains small pleochroic zircone inclusions, also. The dark biotite porphyroblast is turned with approx. 20°, rapported to the light one. Both biotite porphiroblasts cut at 40–50° the primary schistosity, shown by the mean orientation of the muscovite sheetlets. Taului Valley, Ghiurtelec, II Nichols, 32 x
2. Mikroredők a szenthegy-alatti csillámpala-betelepülésben. A nagyobbik redő szárnyán, egy nyírás mentén a csillámok szétfoszlanak és pelyhes, fengitből és kloritból álló halmaz keletkezik (ph). II nikolok, 32 x
   Microfolds in the micaschist intercalation under the Dealul Sfânt. In the wing of the larger fold, following a shearing plane, the micas are tattered as forming a phengite-chlorite flaky aggregat (ph). II Nichols, 32 x

3. Zavaros magú, irányított zárványokat tartalmazó gránát üde burokkal. Csehelyi ortodox templom. II nikolok, 32 x
Garnet grain with cloudy nucleus and clear rim. Cehei orthodoxe church. II Nichols, 32 x
4. Posztmetamorf klorithalmaz a Nagy-Púpos milonitsávjából, mellette ortoklász-kristály és szilánkos kvarcszemcsék. SEM fotó, 2500 x
Post-metamorphic chlorite aggregate from the mylonite strait, Pupoşu Mare. Beside its an orthoclase crystal and few splinty quartz grains appear. SEM photo, 2500 x

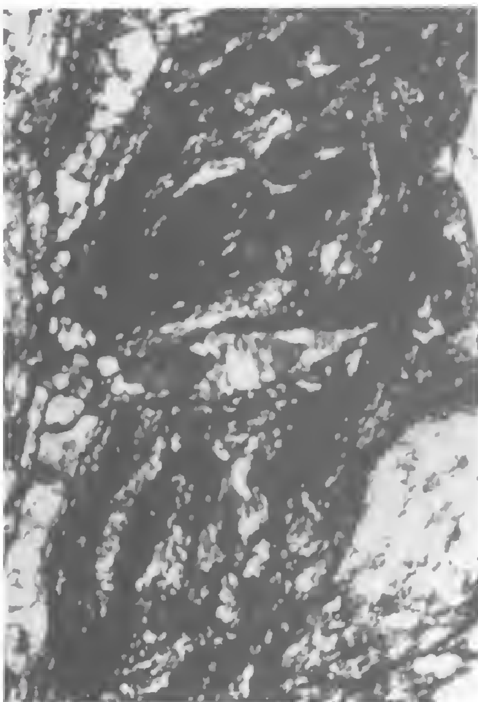
I. tábla – Plate I



1



2

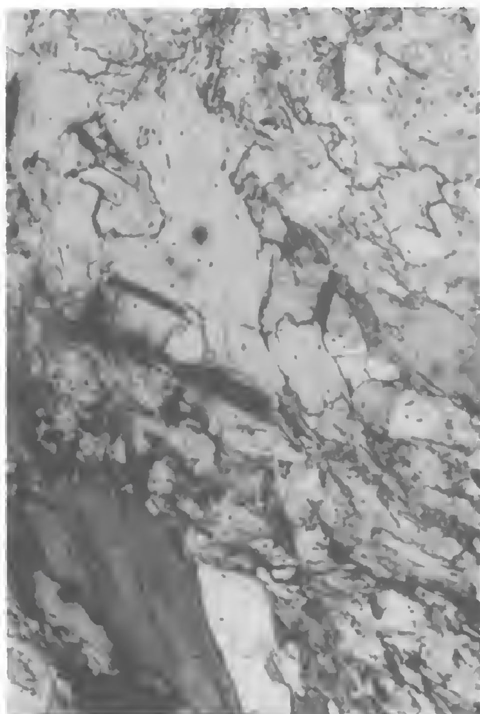


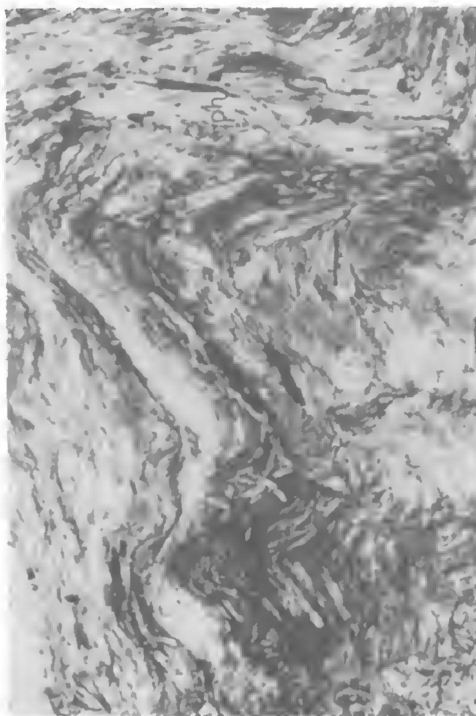
3

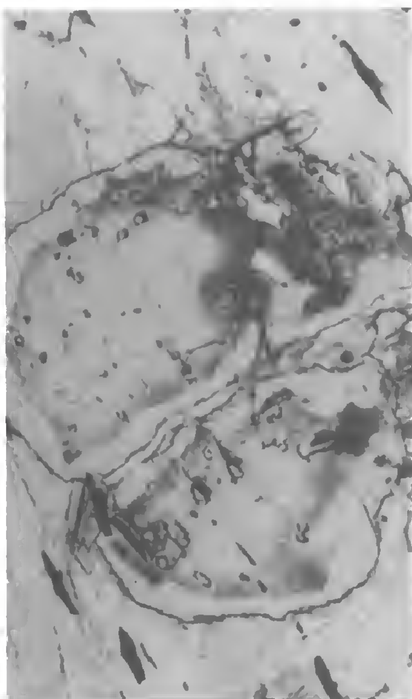


4

II. tábla – Plate II


1


2


3


4

Földtani Közlöny 126/1, 67–75 (1996) Budapest

Az utóvulkáni működés és az ércesedés kapcsolata a füzérradványi Koromhegy–Koromtetőn

Relation between the postvolcanic activities and mineralisation in the Koromhegy–Koromtető (Füzérradvány) area

CSONGRÁDI Jenő — TUNGLI Gyula – ZELENKA Tibor

(4 ábra)

Summary

The illite mining in the Koromhegy dates back to the 19th century. Samples taken from the illite exploration drillholes were not assayed for precious metals in the 1960's.

A regional geochemical survey carried out by the Hungarian Geological Institute revealed gold anomalies at Füzérradvány.

Soil sampling on a 200 by 40 m grid was made in 1991, which resulted in well defined Au, Ag, As, Sb and Hg anomalies.

In 1993 the authors performed reconnaissance mapping to identify the ore-bearing structures.

The Koromhegy-Koromtető area is an uplifted structural unit. The oldest rocks on the surface are Sarmatian clays and overlying pumice tuffs. They are overlain by the silicified rhyolitic tuffs, sandstones, siltstones and illites of a multiphase lacustrine sequence of approximately 100 m thickness. The youngest members of this unit are silica sinters and geyserites. The above described sequence is penetrated by a northnorthwest-striking rhyolite extrusion.

Based on the recent field work six northwest striking silicified, hydrothermal breccia zones were revealed, which are coinciding with the soil anomalies of gold. Both samples taken from the breccia zones on the surface and from the quartz veins in the illite mine were gold-bearing. It seems to be proven that the northwest oriented silicified hydrothermal polymict breccia and the quartz veins are confined to the geyser vents. The occurrence belongs to the hot-spring type gold mineralizations.

Manuscript received: 15th February, 1995

Összefoglalás

A füzérradványi Koromhegyen a XIX. sz. közepétől illit bányászat folyik. Az 1960-as években végzett fúrásos illitkutatás mintáit csak agyagásványokra vizsgálták meg.

A MÁFI által kimutatott regionális geokémiai anomália a füzérradványi területen nemesfém dúsulást jelzett. Ezért a területen 1991–92-ben 200x40 m-es hálózatban talajgeokémiai felvétel történt, melynek eredményeképpen Au, Ag, As, Sb és Hg anomália területek körvonalazódtak. Az

1992. évi geofizikai vizsgálatok közül a látszólagos fajlagos ellenállási maximumok jól tükrözték a kovásodott zónákat és a limnokvarcit testek helyzetét.

A szerzők 1993-ban reambulációs bejárásos térképezést végeztek az ércesedést hordozó kőzettestek meghatározása érdekében.

A Koromhegy–Koromtető szerkezetileg kiemelt tektonikus egység. A legidősebb kőzetei szarmata agyagok és a rátelepülő horzsaköves riolit ártufa. Erre települnek a Koromhegy fő tömegét adó, közel 100 m vastagságú több ciklusú tavi üledéksorozat kovásodott riolittufái, homokkövei, aleuritjai és illit telepei. Zárótagként limnokvarcit, gejzírkvarcit található. A fenti rétegsorba nyomult egy É–ÉNy-i csapású riolittest. A területen 6 db 0,1–20 m széles ÉNy-i csapású kovás-hidrotermális-breccsás zóna vált ismertté. Ezek elhelyezkedése jól egybeesik a talajgeokémiai anomáliákkal. Ezen zónákból vett litogeokémiai minták a bányában felismert kvarctelérekhez hasonlóan nemesfém tartalmúak. A fentiek alapján igazoltnak látszik, hogy az ÉNy–DK-i csapású tektonikai elemekhez kapcsolódó kovás hidrotermális polimikt breccsák és kvarcerek közvetlen összefüggésben vannak a gejzír központokkal, és itt genetikai szempontból "hot-spring" Au-Ag ércesedés teleptípusával számolhatunk.

Bevezetés

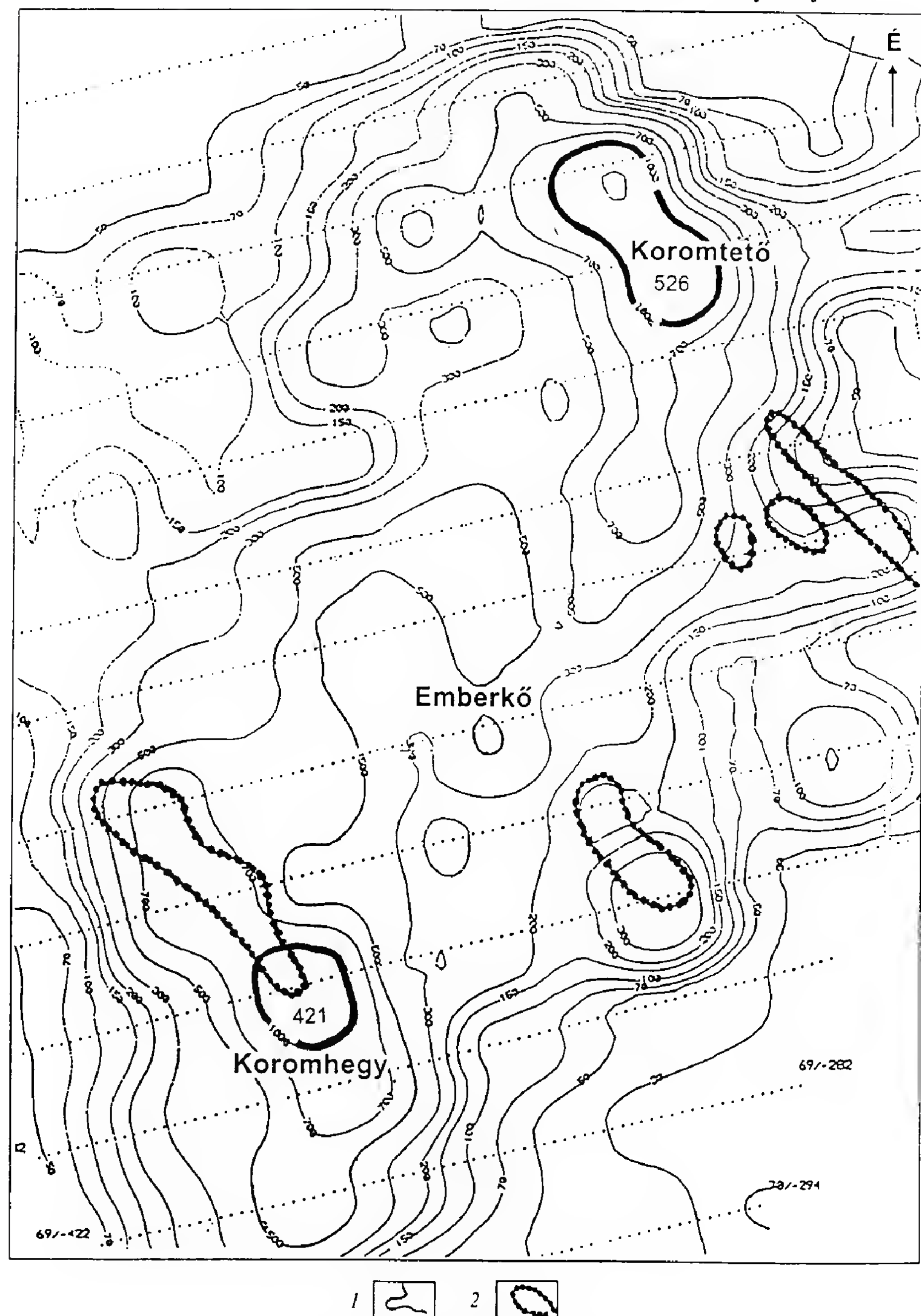
A terület a Tokaji-hegység ÉK-i részén, közvetlenül a szlovák határ mellett Füzérradványtól ÉNy-ra 2 km-re található. A területen a múlt század közepétől illit bányászat folyik kerámiai célokra (PETRIK L. 1889) Az 1960-as években új illittelepek felkutatására 44 db fúrást mélyítettek (MÁTYÁS E. 1973). Az 1980-as évek végén a Földtani Intézet regionális geokémiai térképezése több nemfémes anomáliát mutatott ki a Tokaji-hegységben (HARTIKAINEN A. et al. 1992.). Ezek egyikén, a füzérradványi Koromhegy–Koromtetőn 1991–92-ben a MÁFI részletes 200x40 m-es hálózatos talajgeokémiai térképezést végzett, melynek eredményeképpen három Au anomália területet körvonalazott (*1. ábra*). Emellett az Au anomália területekkel részben fedésben levő, azonos csapású zónákban Ag, Hg, Sb és As anomália is jelentkezett (HORVÁTH I. et al 1992, 1993).

Az 1992. évi felszíni komplex geofizikai vizsgálatok (GP, elektromos ellenállás, érckutató mágneses totáltér paraméter) a geokémiai szelvények mentén történtek. A vizsgálatok közül a látszólagos fajlagos ellenállás maximumok (*1. ábra*) jól tükrözik a kovásodott kőzet-zónákat, valamint a limnokvarcit és gejzír kvarcit testek helyzetét (ZALAI P. 1992).

Földtani felépítés

A terület legidősebb képződményei a Koromtetőtől ÉK-re Szlovákiában és K-re Magyarországon is megtalálhatók, s ópaleozoós metamorf gneisz-amfibolit és metamorf pala sorozatból állnak. E képződményekre Szlovákia területén a felszínen, míg a Füzérkajata 2. sz. fúrásban 960 m felett felsőmiocén (bádeni) üledékes képződmények települnek (ILKEYNÉ PERLAKY E. – PENTELÉNYI L. 1968).

A Koromhegy tektonikusan kiemelt szerkezetében a felszíni feltárások és az illit kutatófúrások alapján a közvetlen fekű képződmény a felsőmiocén (csökkent sósvízi faunájú) *szarmata* korú *agyag*. Erre települ a *horzsaköves* riolittufa,



1. ábra. A Koromhegy-Koromtető fajlagos ellenállás és arany talajgeokémai anomália térképe. 1. fajlagos ellenállás (ohmm); 2. arany tartalom >29 ppb

Fig. 1. Resistivity and gold soil geochemistry map of the Koromhegy–Koromtető prospect. 1: resistivity isolines in ohmm; 2: gold anomalies >29 ppb

amely ártufa. Ez vastagpados, néhol rétegzett kőzet, benne a horzsakövek szemnagysága rétegenként változik (2. *ábra*).

A Koromhegy–Koromtető fő tömegét édesvízi limnikus összlet alkotja, amelynek képződményei több ciklusú üledékképződést bizonyítanak. Legnagyobb részük részben a képződéskor, részben utólagosan kovás oldatokkal átjárt és a BERGER (1985) szerint kovás hévforrás-üledéknek (silica sinter) felel meg. Ezen limnikus összleten belül találhatók a melegvízi gejzír tavakban felhalmozódott illit telepek. A limnikus összlet főbb kőzettípusai a következők:

– a *kovás riolittufit* rétegzett, finomszemű, gyakran horzsaköves rétegekkel, illetve tufitos homokpadokkal keresztrétegzetten váltakozik. Sok növényi szár és levélmaradvány ismerhető fel benne.

– a *kovás homokkő* finomszemű, gyengén rétegzett, uralkodóan kvarc anyagú, néhol csillámos, gyakran 0,1–0,3 cm-es kvarc-kavicsokat tartalmaz. Rossz megtartású, csökkentsósvízi faunák (*Cardium* sp.?), kőbelek, lenyomatok, másutt féregjáratok és növényi maradványok ismerhetők fel. Több zónában másodlagosan kvarcerek járják át, gyakran polimikt breccsa kíséretében, ezek mellett limonitosodás jelentkezik. Néhány kvarcér mellett cm-es fennőtt hidrotermális kvarckristályok láthatók az üregekben.

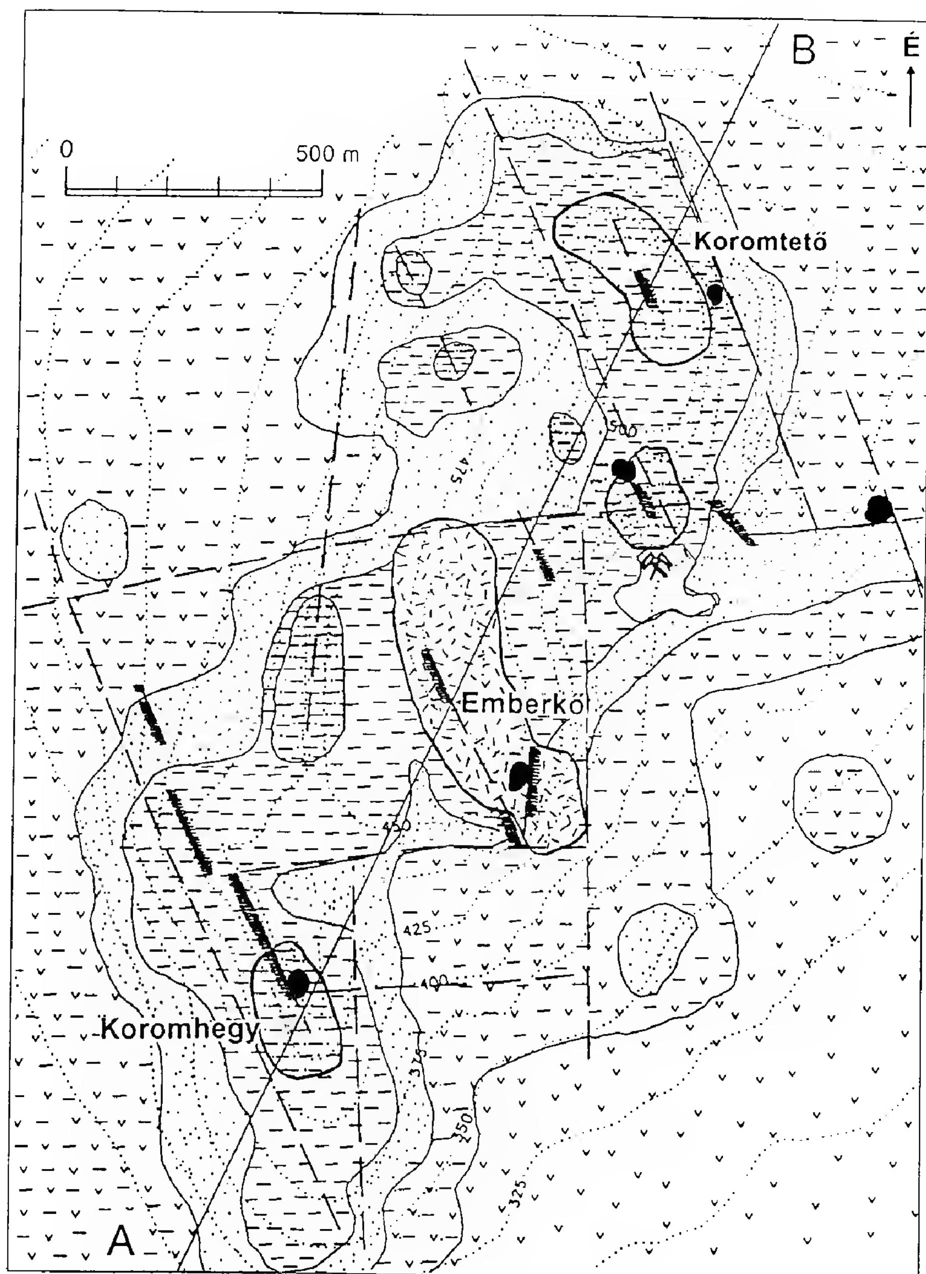
– a *kovás agyagkő* fehér, szürke, néhol foltosan vöröses színű, lemezes, vékony réteges, finomszemű, tömött szövetű. A kőzet nagy felszíni elterjedésben található és gyakran limonitos növényi maradványokat (levél, szár) tartalmaz.

– az *illit* a kovás agyagkő szintjében települ, fehér, plasztikus. Igen változatos szövetű kőzet. A teljesen agyagos, homokos és kavicsos illit típusok az eredeti üledékképződésnek megfelelően egy rétegösszleten belül lencséket formálnak (KISS – TAKÁCS 1963). Egy-egy zónában tektonikus sík mellett pirites illit is jelentkezik. Az illitet másodlagosan kvarcerek, aduláros erek és kovás limonitos breccsák meredek síkok mellett járják át. Az illit csak a bányafeltárásokban tanulmányozható, itt lapos dőlésű. A település a tektonikai blokktól függően változik DK-en 320/5–10° ÉNy-on 230–250/6–20°, DNy-on 5–15/4–15°.

– a *limnokvarcit* vékonyréteges vagy közepes vastagságú padokból áll. A fehér, a fekete és a vörös elszíneződés szeszélyesen változik benne, gyakran tartalmaz vízinövényi maradványokat (sás, nádszárak). Másodlagosan részben a rétegfelületeken, részben repedések mellett víztiszta kvarcerek járják át, több helyen breccsás szövetű, melyet limonitos kovaanyag cementál. A repedések mellett galenit(?) és tetraedrit(?) utáni limonitos pszeudomorfozák ismerhetők fel.

– a *kovás gejzirit* kvarc-opál-kalcedon anyagú, tömött szövetű kőzet. A gejzír kvarcit több kitörési központtal a kovás breccsás zónákhoz kapcsolódik (Koromhegy, Bányaoldal, Pengőoldal, Koromtető). Feltehetően ezek a gejzír központok voltak a limnikus medencék kovás oldatainak a szolgáltatói. A kovás gejziriteket is átmetszik a kovás breccsák.

– a *riolit* többnyire másodlagosan erősen átkovásodott (FÖLDESSY 1992). A Bányaoldal nagy sziklafalánál megfigyelhető a sávos riolit láva benyomulása a riolittufit összletbe, de az erős kovásodás miatt a kontakt zóna alig látható. Az Emberkő 483,6 magaslatán 165–345° csapásban egy riolit dagadókúp talál-



2. *ábra.* A Koromhegy-Koromtető fedetlen földtani térképe. A jelkulcs azonos a 3. *ábrá*éval

Fig. 2. Geological map of the Koromhegy–Koromtető prospect. See legend of the Fig. 3.

ható (200x700 m), melynek a lávaár fáciesei a következők: tömeges-folyásos sávos riolit, folyásos lithofizás kvarc riolit, láva breccsás lithoidos riolit, perlit-obszidián zárványos riolit, hólyagos-sávos riolit. A bányaoldali riolit lávaár dőlése 120/20. A riolitot is polimikt breccsás kvarcerek járják át.

– a *hidrotermális* breccsa telérek többnyire kvarcerekkel átjárt, cementált, gyakran erős limonitosodás kíséri, a breccsa anyaga a mindenkori mellékkőzet és sok riolit, valamint alaphegységi törmelékből áll. A riolitban és az egyéb kőzetekben található hidrotermális breccsás telérek néhány cm-től 10 m szélesek, uralkodó csapásuk ÉNy-DK és meredek dőlésűek, többnyire Ny-i irányban dőlnek (210/80°, 245/80°) (*4. ábra*). Vizsgálataink alapján ezek a breccsás zónák az alacsony-termás Au, Ag, As, Sb ércesedést jelző geokémiai anomáliák forrásai. A breccsák az ópaleozoós és a miocén képződményeket is átmetszik, így feltehetően egy mélybeli szubvulkáni testhez tartoznak és ez lehet a hidrotermák forrása is. A zónák átlagos arany tartalma felszíni minták alapján 0,5–1 g/t között változik.

Szerkezeti viszonyok

A terület szerkezetileg kiemelt helyzetű, az ÉK–DNy-i fiatal felújult törések és az ÉNy–DK-i szerkezetek határozzák meg a terület jelenlegi morfológiáját.

Ezek a törések a bányafeltárásokban is felismerhetők, esetenként 2–20 cm széles, agyagos kitöltés (vetőagyag) kíséri őket (50/85°, 84/78° dőléssel). A riolit benyomulás mellett közel É–D-i irányú törések is jelentkeznek, limonitos bevonat kíséretében (93/85°, 102/84°). A fenti rendszeren kívül közel K–Ny-i csapásirányú törések is felismerhetők 195/90°, 8/88°, 162/62° dőléssel.

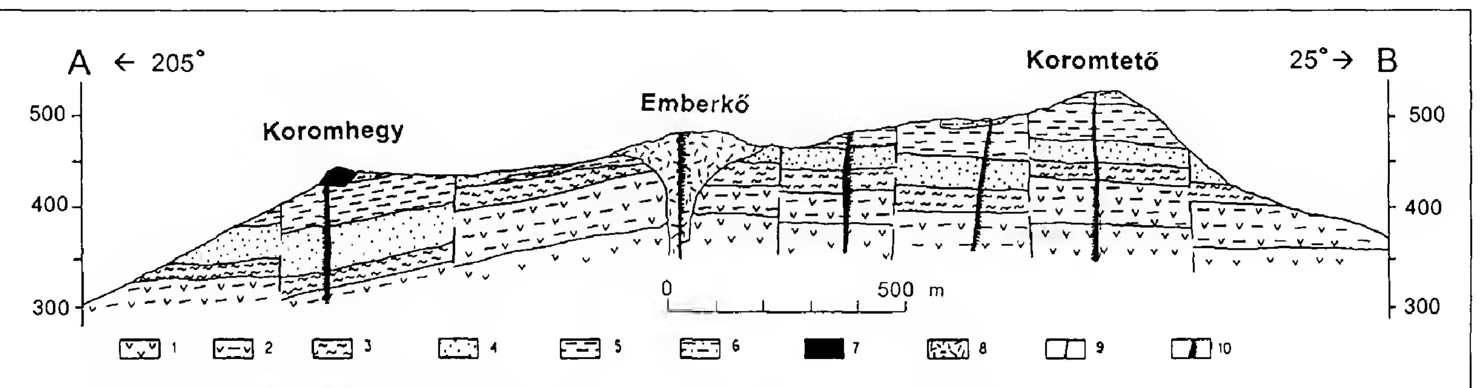
A kvarc telérek és a limonitos breccsa telérek közel ÉNy–DK-i (60/85°), É–D-i (285/90°) és K–Ny-i (170/75°) csapásúak.

Bányaföldtani viszonyok

Az illittelepek a fúrások tanúsága szerint a közel 100 m-vastag limnikus összleten belül mintegy 30 m-t képviselnek. A tektonikai feldaraboltság miatt az illit-termelő tárók szintjei az eltérő tektonikai blokkokban a +340-450 m-es tengerszint feletti magasság között 7 szintben jelentkeznek (340, 350, 385, 400, 415, 430, 450 tszfm).

Ércesedés

A hidrotermális működésre utaló kovásodás a felszínen, az illit bányában a törések menti adulár és alunit kiválás, valamint polimetallikus ércnyomok (Sb, Pb, Zn) a kovás-kvarc erekhez kötötten régóta ismertek. Az illit bányában a fő kőzet-típusokból vett minták nemesfém vizsgálatai azt bizonyítják, hogy a kvarc erekhez kötve Au dúsulás (max. 2,4 g/t) jelentkezik (ZELENKA 1990).



3. *ábra*. A Koromhegy-Koromtető földtani szelvénye. Jelmagyarázat: 1. horzsaköves riolittufa; 2. kovásodott tufit; 3. illites összlet; 4. kovásodott homokkő; 5. kovásodott agyagkő; 6. limnokvarcit; 7. kovás gejzirit; 8. riolit; 9. törések; 10. ércesedett breccsa zónák

Fig. 3. Geological section of the Koromhegy–Koromtető prospect. Legend: 1. pumice tuff; 2. silicified tuffit; 3. illite; 4. silicified sandstone; 5. silicified siltstone; 6. limnoquartzite; 7. gejserite; 8. rhyolite; 9. faults; 10. mineralized breccia zones



4. ábra. Kovás breccsa telér, Koromtető

Fig. 4. Silicified breccia vein, Koromtető

A határ szlovákiai oldalán hömpölyben antimonos kvarcitot találtak (HORVÁTH et al. 1993), valamint a határközelben szérmintákban Au, Ag, Hg ásványok és barit volt kimutatható.

A talajgeokémiai vizsgálati eredmények (HORVÁTH et al. 1992) Au anomáliáinak, valamint az As, Sb és Hg anomáliáinak ÉNy–DK-i irányítottsága a tektonikai szerkezeti összefüggésekre utal.

Az arany talajgeokémiai anomáliák körzetében egyértelműen azonosítottuk azokat a kovás hidrotermális polimikt breccsákat, amelyek a nemesfémércesedés, "szálban álló" hordozói.

A fentiek alapján a füzérradványi ércesedés a gejzír (hot spring) tevékenységgel összefüggő Au-Ag ércesedési típushoz sorolható be (B.R. BERGER 1985).

A térképezés során felismert 6 hidrotermális breccsás öv területén (3–4. *ábra*) megtalálhatók a gejzír működési központját jelző néhányszor 10 m átmérőjű kvarcit testek, illetve az azok körzetében lévő limnokvarcit takarók. Az emberkői riolit test és a feltehetően annak mélyben rekedt szubvulkáni tömege szolgálhatott a hidrotermák forrásául.

Irodalom – References

BERGER, B.R. (1985): Geologic-geochemical features of hot-spring preciuos-metal deposits – U.S. Geol. Surv. Bull. 1646. pp. 47–53.

FÖLDESSY J. (1992): Fűzérradvány. Geological Map. (Kézirat)

HARTIKAINEN A., HORVÁTH J., ÓDOR L., Ó. KOVÁCS L., CSONGRÁDI J. (1992): Regional multimedia geochemical exploration for Au in the Tokaj Mountains, northeast Hungary – Applied Geochemistry Abt. 7., No. 6., pp. 533–547.

HORVÁTH I., GRILL J. FÜGEDI U., TUNGLI Gy., ÓDOR L. (1992): Jelentés a Korom-hegyi (Tokaj-hegység) Au kutató metallometriai felvétel eredményei c. kutatási témában végzett munkáról. Kézirat. MÁFI Adattár

HORVÁTH I., ÓDOR L., FÜGEDI A., HARTIKAINEN (1993): Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai érckutatásban – Földtani Közlöny 123/4, pp. 363–378 Budapest

ILKEYNÉ dr. PERLAKY E., PENTELÉNYI L. (1968): Hollóháza–Fűzérkajata. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 25.000-es sorozat. MÁFI. 1978. pp. 1–77.

KISS L., TAKÁCS T. (1963): A fűzérradványi illitbánya anyagának ásvány-kőzettani vizsgálata a finomkerámia szempontjából – ÁKKI Tud.Közl. 10.

MÁTYÁS E. (1973): Új illites nemesagyagbánya Füzérradványban – Bányászati Kohászati Lapok, 107/3.

PETRIK L. (1889): A hollóházi (radványi) riolitkaolin – A Magy.Kir.Földt.Int. Alk. és Gyak. Kiadv. Budapest

ZALAI P. (1992) Jelentés. Tokaj-hegységi aranykutatás. Geofizikai mérések (ELGI)

ZELENKA T. (1990): A Füzérradványi illit bánya kőzeteinek nemesfémvizsgálata (kézirat)

A kézirat beérkezett: 1995. II. 15.

Földtani Közlöny 126/1, 77–88 (1996) Budapest

Stable isotopic mass balance in sandstone-shale couplets: An example from the Neogene Pannonian Basin

Stabil oxigénizotóp anyagmérleg számítása agyag-homokkő rendszerekre a Pannon medencében

János MÁTYÁS*

(5 figures, 1. table)

Key words: Pannonian Basin, illite–smectite, sandstones, porewater

Összefoglalás

A Pannon-medence neogén homokkövei diagenetikus kalcitjainak stabil oxigénizotóp-összetétele meglehetős változatosságot mutat: azok a kalcitok, amelyek a süllyedéstörténet korai szakaszában váltak ki, átlagban 3–6‰-kel negatívabb stabil oxigénizotóp-összetétellel jellemezhetők, mint azok, melyek később, nagyobb mélységben és hőmérsékleten keletkeztek. Ez a szisztematikus eltérés feltehetően annak az izotóposan nehéz H_2O-nak tulajdonítható, mely az agyagokban gyakori, kevert-rétegű szmektit/illit agyagásvány illitesedésekor kerülhet a pórusvízbe. Azokban a homokkövekben, amelyekben a kompakciós áramláson kívül más transzport-mechanizmussal nem kell számolni, és így nagy valószínűséggel azok zárt rendszerként kezelhetők, az anyagmérleg számítások által jósolt és a homokkövekben észlelt oxigénizotóp-eltolódások közelítőleg megegyeznek. A kifejlesztett modell azt is mutatja továbbá, hogy a geotermikus gradiensnek csekély befolyása van az oxigénizotóp-összetétel változására: nagyobb szerepet játszik a homokkő és agyag egymáshoz viszonyított aránya.

A kézirat beérkezett: 1995. III. 5.

Abstract

Oxygen isotopic ratios of carbonate cements in the Neogene sandstones of the Pannonian Basin show distinct variations: early calcites are 3–6‰ lighter than the late calcites from the same location and depth. This shift is thought to be related to the isotopically heavy oxygen released from the mixed-layer illite/smectite during illitisation. For sandstones dominated by compactional flow, closed system mass balance calculations predict an isotopic shift comparable to that deducted from petrographic and geochemical observations. The model suggests that variations of geothermal gradient has little effect on isotopic evolution; much more significant is the sandstone:shale ratio in the couplets.

* Geologisches Institut, Universität Bern. Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland

Introduction

Oxygen and hydrogen isotopic ratios of formation waters serve an essential tool to track rock/water interaction during diagenesis. In many modern aquifers data points of formation waters on a δD vs $\delta^{18}O$-plot are clustered along a line, called meteoric water line (e.g. GAUTIER et al., 1985). In contrast, evolved formation waters often show significant deviation from this trend (LONGSTAFFE, 1989 for summary), indicating that enrichment in ^{18}O-isotope occurred. This enrichment is believed to be an indicator of rock/water interaction, or in other words, isotopic exchange between the formation waters and ^{18}O-rich minerals, such as carbonates or clay minerals. The aim of this paper is to investigate which of these processes could account for the enrichment of ^{18}O in formation waters - recorded by the carbonate cements -, in the Neogene sandstones of the Pannonian Basin.

Geological setting

The Pannonian Basin (PB) is a major sedimentary basin surrounded by the Eastern Alps, the Western and Eastern Carpathians and by the Dinarides. The PB is not a single depression, but it consists of several subbasins of different size, separated by outcrops of the pre-Neogene carbonate and crystalline basement.

The study includes two locations (*Figure 1*). The studied fields are in the central depression (also called the Great Hungarian Plain), in SE Hungary.

Tectonically, the PB can be considered as a back-arc basin (HORVÁTH and BERCKHEMER, 1982) which started to form in the latest Oligocene and/or Early Miocene (CSONTOS et al., 1991, FODOR, 1991). The syn-rift subsidence culminated during Middle Miocene, substantially reducing crustal thickness beneath the central part of the basin. As active extension ceased in the Late Miocene, the hot lithosphere cooled down and contracted, resulting in a rapid thermal subsidence. This study focuses on the Pannonian/Pontian sequence ranging from 11.5 to 5.4 Ma (STEININGER et al., 1988).

Methods

Samples were impregnated with a high-temperature blue-dyed epoxy resin before thin-section preparation. Polished and stained thin-sections were examined under the optical microscope and by using a hot-cathodoluminescence microscope. Samples for clay mineralogical analysis were prepared using standard gravitational technique. Semi-quantitative estimates of the relative abundance of clay minerals in the <2 μm fraction were made using the method given in MOORE and REYNOLD'S (1989). For C and O stable isotope analyses, powdered bulk-rock samples were reacted for 12 minutes in 100% H_3PO_4 at 50±0.2 °C. The isotopic ratios of the released CO_2-gas were

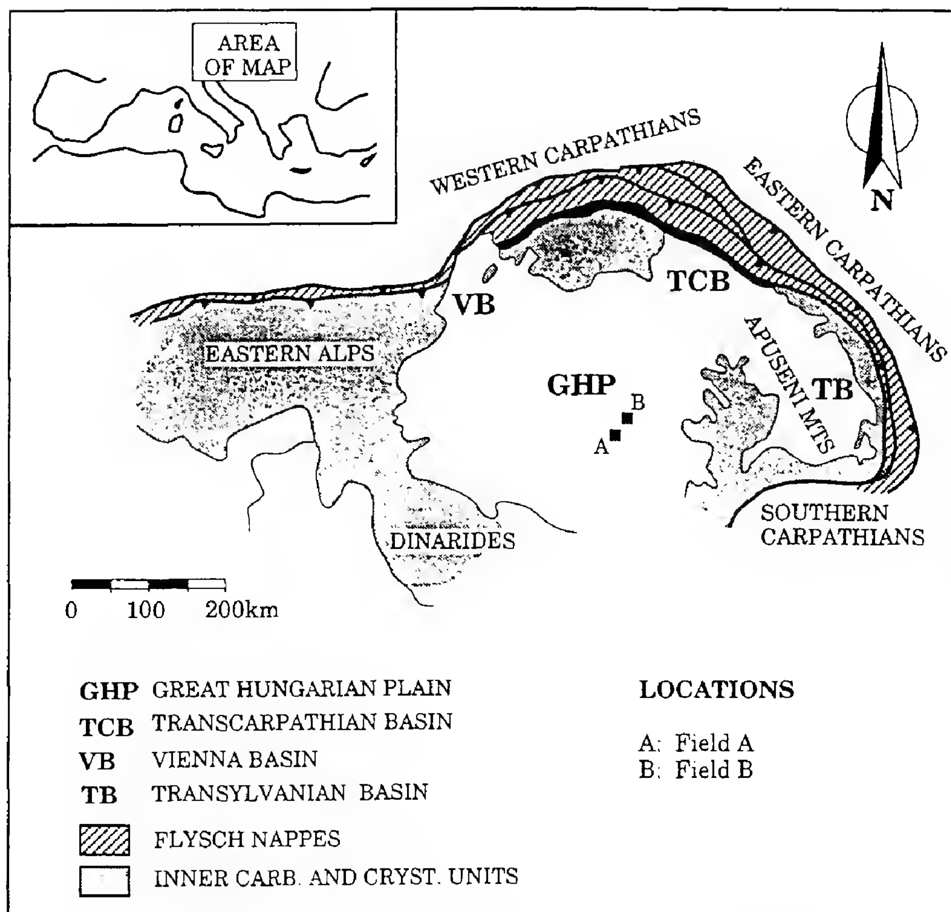


Fig. 1. Sketch showing the studied fields within the Pannonian Basin System

measured on a VG Prism II ratio mass spectrometer. Isotopic reproducibility of standard materials is better than 0.1‰ for ^{18}O and 0.05‰ for ^{13}C.

Petrography of sandstones and shales

The Neogene sandstones of the Pannonian Basin classify as litharenites, feldspathic litharenites and lithic subarkoses. The most important detrital components are: monocrystalline and polycrystalline quartz, feldspar, mica, dolomite, sedimentary and crystalline (plutonic and metamorphic) rock-fragments. In general, all samples are immature (MÁTYÁS, 1994b). The authigenic mineral assemblages of the studied sandstones are dominated by carbonates (Fe-calcite, ankerite, siderite), quartz and clay minerals (kaolinite, chlorite and illite). Based on abundance, relative timing and chemistry of major

cements, the samples fall into two distinct groups with different post-depositional histories. Sandstones influenced by meteoric diagenesis are characterised by intense feldspar dissolution, kaolinite and ankerite formation and alteration of detrital biotites to siderite. In contrast, areas dominated by compactional flow are dominated by multiple Fe-calcite cementation, chlorite and illite precipitation and chloritisation of the detrital biotite (for detailed description of the diagenetic evolution see MÁTYÁS, 1994b). All samples investigated in this study fall into this latter group (MÁTYÁS and MATTER, 1996).

X-ray diffractometry of shales and siltstones associated with the sandstones reveals that composition is dominated by clay minerals; other constituents, such as quartz, feldspar, calcite or dolomite are less abundant. The clay mineralogy of mudrocks is similar to those described in studies of shales from several Tertiary basins that surround the Alpine–Carpathian mountain chain (KURZWEIL and JOHNS, 1981; VICZIÁN, 1985; VICZIÁN, 1992; FRANCU et al., 1990; HILLIER et al., 1994). In these mudrocks I/S is generally not the most abundant clay mineral in the <2 μm fraction, instead the assemblages tend to be dominated by various combinations of illite and chlorite and kaolinite. Average relative abundance of the mixed-layer illite/smectite is 15–35%. Despite the moderate abundance of I/S in the mudrocks, the most significant change in the clay mineralogy is the change of the mixed-layer composition of the I/S with depth (MÁTYÁS, 1994b; HILLIER et al., 1995). This is thought to be the effect of burial diagenesis, as has been documented elsewhere in the Pannonian Basin (VICZIÁN, 1985; VICZIÁN, 1992).

Stable isotopic geochemistry of carbonate cements

Stable isotopic compositions of Fe-calcite cements from Field A and B are shown in *Fig.* 2. Carbon isotopic ratio varies only very little: late Fe-calcites in both locations are very slightly (if at all) enriched in ^{13}C with respect to the early cements. Note, furthermore, that the range of carbon isotopic ratios obtained from these cements are comparable to those measured on aragonitic shell material (GEARY et al, 1989, MÁTYÁS et al., 1996) believed to represent the carbon isotopic ratio of the dissolved inorganic carbon (DIC)-pool of the Pannonian Lake. Whether this coincidence is solely accidental, or it may refer to the fact that no bicarbonate with distinctly different isotopic signal was introduced into the system is not yet understood. Oxygen isotopic compositions vary more significantly: the early cements in both fields are lighter by 3–6‰ than the late cements of the same fields. For detailed discussion on the stable isotopic results see MÁTYÁS and MATTER (1996).

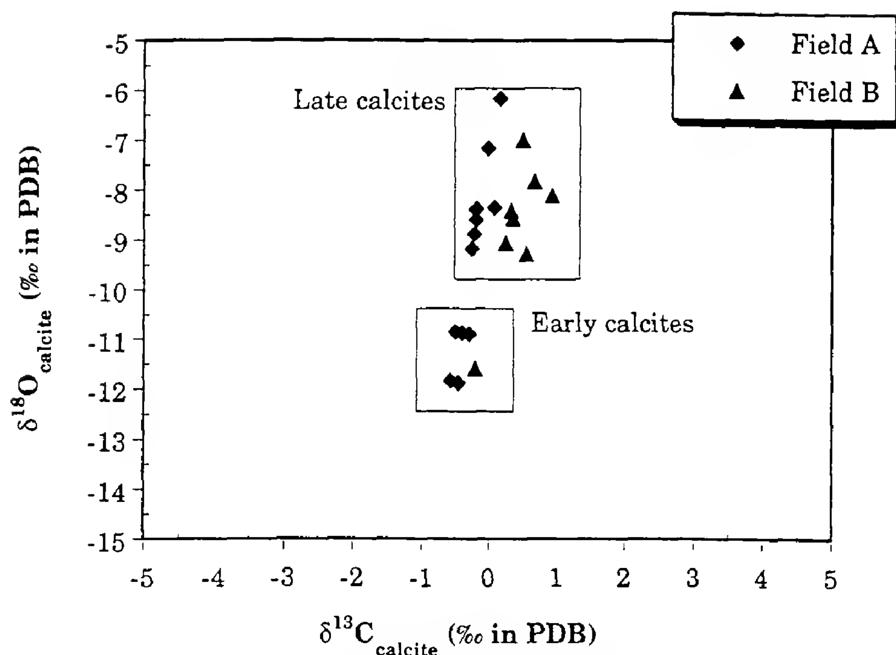


Fig. 2. Carbon and oxygen isotopic ratio for calcites

Constraints on early and late formation waters

Early formation waters

Estimates for the isotopic composition of the early porewater can be obtained either from early carbonate cements, assuming that no major changes occurred until they precipitated, or from aragonitic shell material, based on the assumption that the earliest porewater at the sediment/water interface is comparable to the water of the Pannonian Lake itself.

GROSSMANN and KU (1986) demonstrated that oxygen isotopic ratio of mollusc shells is nearly in equilibrium with the water and gave the fractionation equation for the aragonite. Therefore, if the temperature of the aragonite formation is known, the oxygen isotopic ratio of the lakewater can be estimated. For such a reconstruction the data published by MÁTYÁS et al. (1996) were used. The molluscs studied in the above paper were shallow water benthic forms, and therefore, lived most likely above the thermocline. This means that the yearly mean temperature is probably an acceptable approximation for the mean temperature of the water they lived in. Several studies (LUEGER, 1978; NAGY, 1990) performed on different fossil groups (plants, pollens, gastropods, etc) indicate that this yearly mean temperature was around 13–15 °C. Using the

fractionation equation from GROSSMANN and KU (1986) and the range of $\delta^{18}O$ measured on the shell material, a range of -4 to -2‰ $\delta^{18}O$ (SMOW) can be obtained for the initial porewater. Estimates based on oxygen isotopic ratio of early Fe-calcite cements are in good agreement with this range: equilibrium fractionation equation of FRIEDMAN and O'NEIL (1977) predicts -4.5 to -3‰ (SMOW) $\delta^{18}O$ for the temperature-range of 20 to 50 °C. This temperature-range is based on point-counted intergranular volumes (IGV) of pervasively cemented sandstones (as estimates on depth of formation) and on an average 50 °C/km geothermal gradient.

Late and modern formation waters

Only very few isotopic analyses of modern oilfield formation waters are available for the Pannonian Basin. Furthermore, these are contaminated by condensed and/or injected waters. Only a single sample from Field A was judged to be uncontaminated, giving -51.3‰ for δD and +0.24‰ for $\delta^{18}O$, both referred in SMOW standard.

Late formation water isotopic ratios are recorded by the late Fe-calcite cements in the sandstones. The fairly low IGV (about 19–25 %) of samples pervasively cemented by this late Fe-calcite indicates that the burial depth was close to 2 km, or even exceeded this depth when these cements precipitated. By using 50°C/km geothermal gradient and the IGV vs. depth relationship from MÁTYÁS (1994a), this range of IGV gives about 80–120 °C for the temperature of precipitation. From the above temperature estimates and from the isotopic ratio of the Fe-calcites the isotopic composition of porewater can be estimated. The obtained range is about 0‰ to 7‰, which is partly heavier than the present day formation water obtained from Field A. Note, however, that samples from Field B are from a sequence dominated by siltstones and shales.

Porewater evolution during burial

Combining the constraints obtained for early and late formation water it can be concluded that a major shift in oxygen isotopic ratio of the formation waters must have occurred during burial. Early Fe-calcite cements were apparently not, or only hardly influenced by this shift; all late Fe-calcites, however, show the signal of the heavier formation waters. From this observation, and from the estimates of precipitation temperatures of early and late Fe-calcite cements, the major shift toward heavier isotopic ratios can be constrained to the temperature range of about 50 to 80 °C (*Fig. 3*).

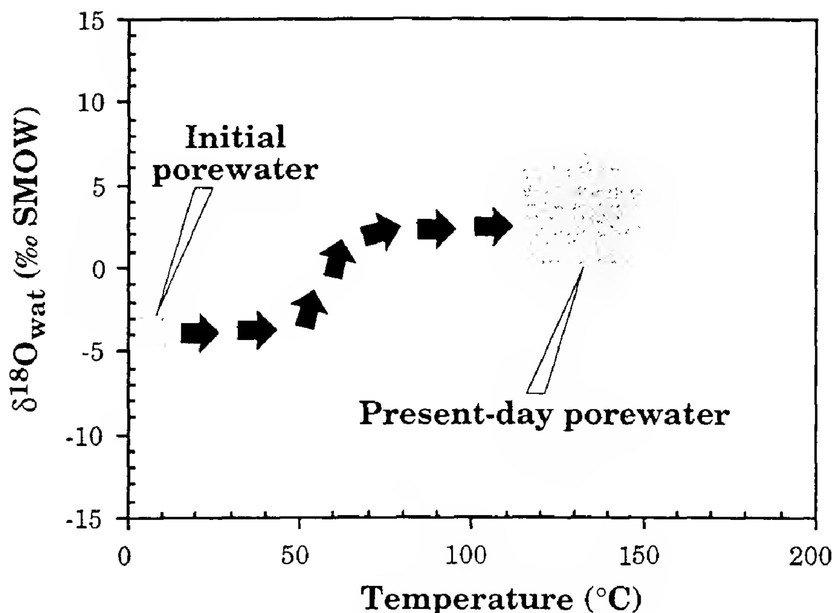


Fig. 3. Evolution of sandstone porewaters in compactional flow dominated areas, as reconstructed from calcite cements

Discussion

There are two most probable 'candidates' for low temperature isotopic exchange reactions in rock/water systems: the carbonates and the clay minerals. Carbonates, particularly calcite are sensitive for dissolution–precipitation reactions, and if they are abundant constituents in sandstones and in shales, or the sandstones are connected to carbonate aquifers, the isotopic equilibration with the host-rocks will is expected to take place. As mentioned earlier, dolomite is an abundant constituent in the studied sandstones. However, both petrographic and isotope geochemical evidence suggest that this dolomite was not involved in diagenetic reactions, which fact focuses the attention to the clay minerals, particularly to smectite and illite/smectite.

There is evidence both from natural systems (YEH and SAVIN, 1977) and from experiments (WHITNEY and NORTHROP, 1988) that proceeding illitisation of illite/smectite is accompanied by significant shift in oxygen isotopic composition in the clays, toward lighter, ^{18}O-depleted values. According to the Law of Conservation of Mass, this removal of light isotopes from the porewater will result in an increasingly heavier oxygen porewater isotopic composition if the system is closed in terms of material transport (which is a reasonable assumption for shales).

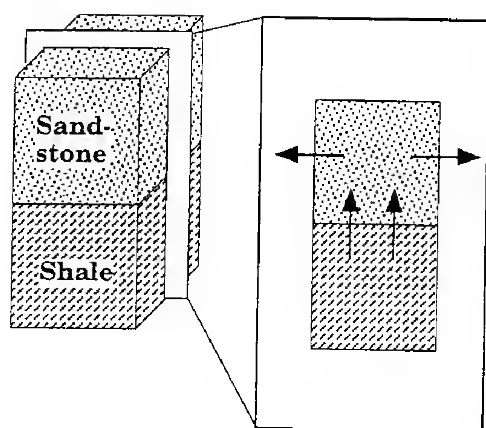


Fig. 4. Sketch showing sandstone/shale couplets

Mass balance model for the Pannonian Basin

To study whether smectite-to-illite conversion can really account for the isotopic shift observed in the Pannonian Basin, a simple mass balance calculation was performed. Such model was successfully applied for shales by WILKINSON et al. (1992). Improvement of the present model to that of WILKINSON et al. (1992) is that it describes the isotopic evolution of the sandstones in shale/sandstone couplets, based on the assumption that there is advective fluid-transport at the sandstone/shale interface from the shale to the sandstone, but not vice versa, and there is no diffusive mass transport through this interface (*Fig.* 4). In other words, the model assumes that sandstone porewater is not equilibrated with I/S, and the isotopic shift in the sandstones is simply a result of mixing between the water expelled from the shale and the sandstone porewater. After each steps the sandstone porewater was adjusted to the resulting isotopic ratio of this mixture, and this value was taken in the next step of calculation.

To represent the most typical lithofacies types observed in the basin, sandstone/shale packages with ss/sh ratio varying from 1:100 to 3:1 (at the sediment/water interface) were taken. From quantitative estimation for composition of the <2 µm fraction it was known that in the shales associated with the studied sandstones the I/S abundance is ≈35% or less. In the model 30% was used. For each 100m it was calculated how much smectite has been converted to illite by using the thermal model and kinetic parameters described by HILLIER et al. (1995). The geothermal gradients were 35, 45 and 55 °C/km. It was assumed that the smectite was dominantly Ca-montmorillonite, and then the amount of water released by this reaction was calculated (see BOLES and FRANKS, 1979). It was also calculated how much water was expelled from the shales and from the sandstones for each 100m depth interval by using the porosity loss curves given by SZALAY (1982). Finally the mass balance for oxygen isotopes was calculated, assuming that the illite formed in isotopic equilibrium with the water, the structural oxygen of the smectite preserved its original isotopic ratio and there was isotopic exchange between interlayer water of the smectite and porewater at a constant, temperature independent fractionation ($\delta^{18}O_{wat}$+2.0‰). Note that this latter value is arbitrary, but other values would not change the results significantly as long as the exchange reaction between the interlayer oxygen and the porewater is maintained. The initial value used

for smectite oxygen isotopic ratio was -20‰ (SMOW). This value is based on the assumption that smectite has formed by surface weathering at 10–15 °C and in isotopic equilibrium with rainwater with isotopic ratio of -10‰ (SMOW). This latter value is the approximate composition of modern rainwaters in areas climatically comparable to the Pannonian Basin during the Pannonian time, the applied fractionation equation was that of SAVIN and LEE's (1988). The initial porewater isotopic composition in the shales and in the sandstones was set to -4.0‰ (SMOW). The input parameters of the calculation are given in *Table I*. Results for different geothermal gradients are shown in *Figures 5A–C*.

Input parameters for mass balance calculations in sandstone-shale couplets. In the porosity functions 'd' stands for depth in km

Table I

Input parameter	Value
Sandstone/shale ratio:	1:100 to 3:1
Abundance of I/S:	30wt%
Expandability at S/W interface:	100%
Geothermal gradient:	35, 45 and 55 °C/km
Time elapsed:	11.5 Ma
Kinetic parameters:	log(A) = 7.5 (Ma^{-1}) E = 31.0 kJ/mol
Type of smectite:	Ca-montmorillonite
Sandstone porosity loss:	$46.9–23.47d+6.71d^2–1.05d^3$(SZALAY, 1982)
Shale porosity loss:	$65.00–42.41d–11.56d^2$ (SZALAY, 1982)
Smectite isotopic ratio:	-20.0 (‰ in SMOW)
Porewater isotopic ratio:	-4.0 (‰ in SMOW)
Smectite structural oxygen:	constant
Smectite interlayer oxygen:	exchange with actual porewater,
Illite structural oxygen:	equilibrium fractionation (SAVIN and LEE, 1988)

The calculations show that there is a fairly good agreement between the range of present-day formation water isotopic composition (0 0.5‰) and the calculated values for realistic ss/sh ratio (1:3 to 2:1 at S/W interface) in the corresponding depth range, regardless to the geothermal gradient applied. The heavier oxygen isotopic ratios deducted from the late Fe-calcites, particularly in the Field B samples can be explained by the slightly lower sandstone:shale ratio. The agreement means that the amount of smectite converted to illite can account for the observed isotopic shift, and that no other source of heavy oxygen isotopes is required. Note that the model is fairly sensitive for the initial isotopic ratio of the porewater. If this ratio is shifted toward the more negative values e.g. due to meteoric recharge early in burial history, the resulting porewater will also be more depleted in ^{18}O.

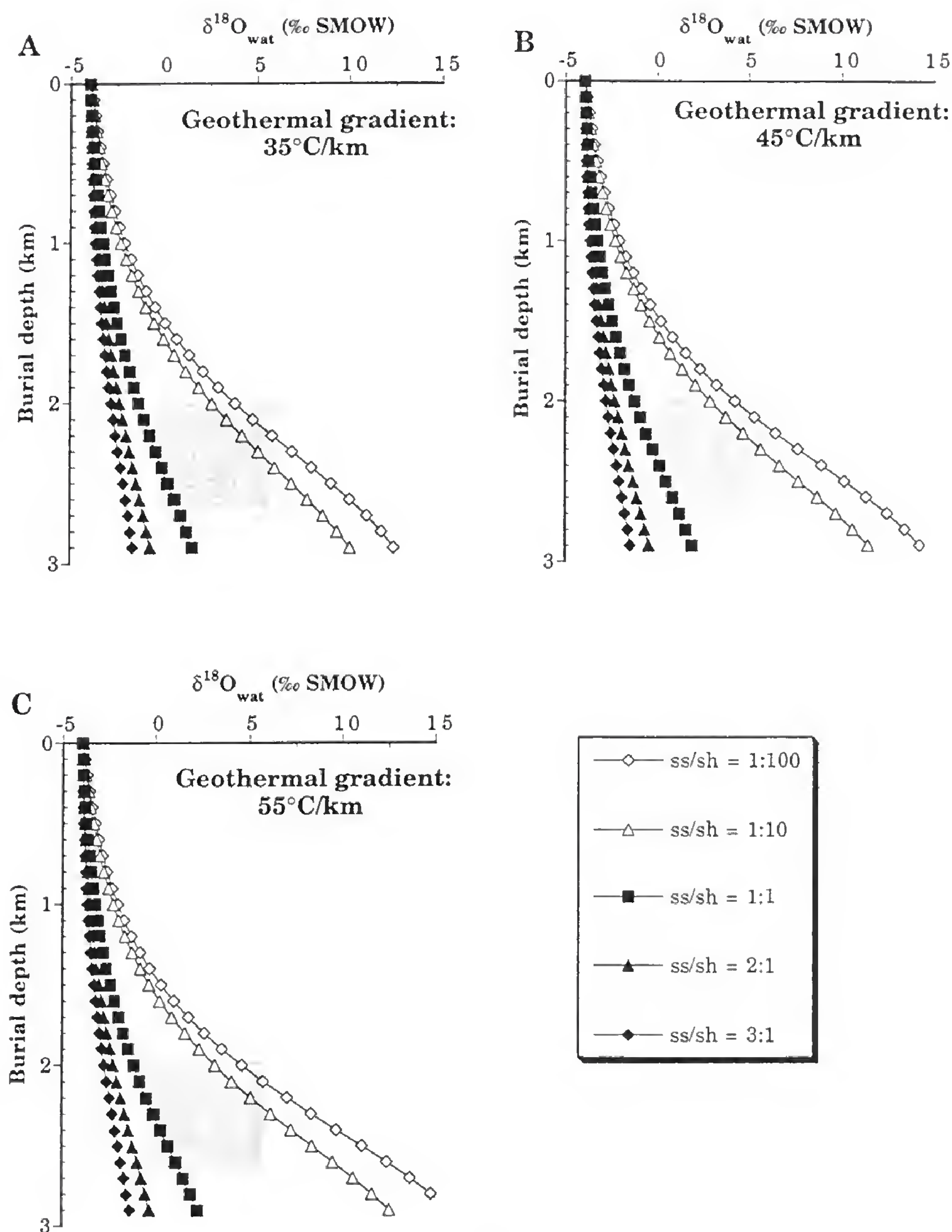


Fig. 5. Results of mass balance calculations. Shaded areas represent the range of isotopic compositions of late formation waters

Conclusions

1) Oxygen isotopic compositions of early and late Fe-calcite cements in sandstones from areas dominated by compactional flow are distinctly different: early Fe-calcites are isotopically significantly lighter than late Fe-calcites. Carbon isotopic ratios vary only very little.

2) Estimates on oxygen isotopic ratio of early and late porewaters suggests that an enrichment in ^{18}O by 3–6‰ occurred during burial. The IGV of the early and late cements constrain the temperature range for this shift to about 50 to 80 °C.

3) Stable isotopic mass balance calculations for closed sandstone-shale couplets for realistic sandstone:shale ratios and I/S relative abundances suggest that illitisation of smectite during burial can account for the isotopic shift recorded by the carbonate cements.

4) The model predicts that variation in the geothermal gradient has minor effect on the isotopic evolution of the sandstone porewater.

5) Since relative proportion of I/S is relatively constant in the Neogene sequence, the major control on the extent of isotopic shift is the sandstone:shale ratio.

Acknowledgements

This project was funded by the Swiss NSF (grants No. 70UP–029502 and 20–30854.91). The author is grateful to the MOL Plc. (Hungarian National Oil & Gas Company) for supplying core material. The helpful comments and suggestions of the two Földtani Közlöny reviewers (Drs. VICZIÁN István and HERTELENDI Ede) are acknowledged.

References

BOLES, J. R. and FRANKS S. G. (1979): Clay diagenesis in the Wilcox sandstones of southwest Texas: implication of smectite diagenesis on sandstone cementation – Journal of Sedimentary Petrology 49, 55–70.

CSONTOS L., TARI G., BERGERAT F. and FODOR L. (1991): Evolution of stress fields in the Carpatho-Pannonian area during Neogene – Tectonophysics 199, 73-91.

FODOR L. (1991): Evolution tectonique et paleo-champs de contraintes oligocenes a quaternaires de la zone de transition Alpes Orientales–Carpathes Occidentales: formation et development des bassins de Vienne et Nord-Pannoniens. Unpublished Ph.D. Thesis, Université P. et M. Curie, Paris. 215p.

FRANCU J., MÜLLER P., SUCHA V. and ZATKALIKOVA V. (1990): Organic matter and clay minerals as indicators of thermal history in the Transcarpathian Depression (East Slovakian Neogene Basin) and in the Vienna Basin – Geologica Carpathica 41, 535–546.

FRIEDMAN I. and O'NEIL J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interests – United States Geological Survey Professional Papers, No. 440-KK.

GAUTIER D. L., KHARAKA Y. K. and SURDAM R. C. (1985): Relationship of organic matter and mineral diagenesis – SEPM Short Course Notes 17.

GEARY D. H., RICH J., VALLEY J. W. and BAKER K. (1989): Stable isotopic evidence of salinity change: Influence on evolution of melanopsid gastropods in the late Miocene Pannonian Basin – Geology 17, 981–985.

GROSSMAN E. and KU T. L. (1986): Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects – Chemical Geology 59, 59–74.

HILLIER S., MÁTYÁS J., MATTER A. and VASSEUR G. (1995): Illite/smectite diagenesis and its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian Basin – Clays and Clay Minerals 43, 174–183.

HORVÁTH F., and BERCKHEMER H. (1982): Mediterranean backarc basins. *In* Alpine-Mediterranean geodynamics (eds H. BERCKHEMER and K. HSÜ), American Geophysical Union. 141–173.

KURZWEIL H. and JOHNS W. D. (1981): Diagenesis of Teriary marlstones in the Vienna Basin – Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 29, 103–125.

LONGSTAFFE F. J. (1989): Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. *In* Burial diagenesis (ed I. E. HUTCHEON), Mineralogical Association of Canada. 201–278.

LUEGER J. P. (1978): Klimaentwicklung im Pannon und Pont des Wiener Beckens aufgrund von Landschneckenfaunen – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Matematisch-naturwissenschaftliche Klasse 115, 137–149.

MÁTYÁS J. (1994a): Assessing relative importance of compactional processes in sandstones of the Szolnok Formation – Földtani Közlöny 124, 307–324.

MÁTYÁS J. (1994b): Diagenesis and porosity evolution of Neogene reservoir sandstones in the Pannonian Basin (southeast Hungary). unpublished Ph.D. Thesis. Universität Bern. 196p.

MÁTYÁS J., and MATTER A. (1996): Diagenetic indicators of meteorit flow in the Neogene Pannonian Basin, SE Hungary. *In* Basinwide diagenetic patterns (ed J. GREGG, I. MONAÑEZ), SEPM Special Publication. (in press).

MÁTYÁS J., BURNS S., MÜLLER P., and MAGYAR I. (1996): What can stable isotopes say about salinity? An example from the late Neogene Pannonian Lake. Palaios (in press).

MOORE, D. M., and REYNOLDS, R. C. (1989): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press.Oxford. 332 p.

NAGY, Esther (1990): Climatic changes in the Hungarian Miocene – Review of Paleobotany and Palynology 65, 71–74.

SAVIN S. M. and LEE M. (1988): Isotopic studies in phyllosilicates. *In* Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas) (ed S. W. BAILEY), Reviews in Mineralogy 19, 189–223

STEININGER F., MÜLLER C., and RÖGL F. (1988): Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene stages. *In* The Pannonian Basin: a study in basin evolution (eds L. ROYDEN and F. HORVÁTH), American Asociation of Petroleum Geologists. 179–187.

SZALAY Á. (1982): A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogénperspektivák előrejelzésében. Unpublished Ph.D. Thesis, Hungarian Academy of Science.

VICZIÁN I. (1985): Diagenetic transformation of mixed-layered illite/smectite in deep zones of the Pannonian Basin. *In* Proceedings of the 5th Meeting of the European Clay Groups (1983). Charles University, Prague. 135–140.

VICZIÁN I. (1992): Clay minerals of a thick sedimentary sequence in SE part of the Pannonian Basin (Hungary) – Geologica Carpathica – Series Clays 1, 27–30.

WHITNEY G. and NORTHROP H. R. (1988): Experimental investigation of the smectite to illite reaction: Dual reaction mechanisms and oxygen isotopic systematics – Geochimica et Cosmochimica Acta 73, 77–90.

WILKINSON M., CROWLEY S. F. and MARSHALL J. D. (1992): Model for the evolution of oxygen isotopic ratios in the pore fluids of mudrocks during burial – Marine and Petroleum Geology 9, 98–105.

YEH H. W., and SAVIN S. M. (1977): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 3. O-isotope evidence – Geological Society of America Bulletin 88, 1321–1330.

Manuscript received: 5th March, 1995

Földtani Közlöny 126/1, 89–95 (1996) Budapest

Ottnangi–kárpáti diszkordancia a Várpalota melletti bántapusztai területen (Bakony hegység)

Ottnangian–Karpatian unconformity on the Bántapuszta area next to Várpalota (Bakony Mts)

KÓKAY József[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: Ottnangi, kárpáti, Várpalotai-medence, diszkordancia, lepusztítás, molluszka, mészalgás összlet

Key words: Ottnangian, Karpatian, Várpalota basin, unconformity, denudation, Mollusc, redalgal sequence

Abstract

Numerous papers deal with the lower Miocene formations of the Várpalota basin (KÓKAY 1967, 1973, 1985, 1991, 1993).

New data and collecting activity and information from newly cut trenches enlarged our knowledge about the Ottnangian. Construction of a new geological section along the strike became feasible, leading to new conclusions.

Data of the above described four new outcrops have been used for an extending of the enclosed 1.2 km long section, with the following results:

– An unconformity between the Ottnangian and the marine Karpatian has been further substantiated.

– After the Ottnangian regression an erosional denudation took place until the new Karpatian transgression.

– The grade of denudation increases southward. Northward, close to the foredeep of the TELEGDI ROTH lineament, the Ottnangian sequence is hardly eroded.

– The section makes clear that the Ottnangian sequence was displaced by tectonic movements at the Ottnangian/Karpatian boundary, the eustatic sea-level changes had no effect on the process.

– The known part of the sequence, described as a faciostratotype (KÓKAY 1973: 232), has been extended upwards and became more accurate due to the new data. Above the Sch. 3–5 mollusc-bearing layers there is an 8 to 10 m thick red algal limestone, capped by an 8 m thick sequence of red algal–bryozoan sands and sandstones.

The fauna supports the above statements.

Manuscript received: 30th May, 1995

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1443 Budapest XIV., Stefánia út 14.

Összefoglalás

A várpalotai medence (s.l.) alsómiocén képződményeivel, valamint tektonika vonatkozásaival ezideig számos szakmai értekezésben foglalkoztam (KÓKAY J. 1967, 1973, 1985, 1991, 1993.).

Újabb adatok és anyaggyűjtések, valamint árkolásokból kapott információk alapján:

– kibővültek az ottnangi képződményekről eddig rendelkezésre álló ismereteink;

– lehetővé vált egy csapásmenti földtani szelvény megszerkesztése és abból a szükséges következtetéseket le lehetett vonni.

Az ismertetett négy feltárást a csatolt 1,2 km hosszú földtani szelvénybe beépítettem a következő értékeléssel és eredményekkel:

– A kárpáti tengeri üledéksor ottnangira történt diszkordáns településére vonatkozó ismereteink – a korábbi publikációimban közöltekkel egyezően – alaposan megerősödtek.

– Az ottnangi regresszió utáni kiemelkedést követően a korábbi üledékek eróziós lepusztítása következett be a kárpáti tenger transzgressziójáig.

– A denudáció mértéke dél felé haladóan növekvő. Észak felé az üledékgyűjtő mélyvonala, a K-Ny-i csapású TELEGDI ROTH vonal elősüllyedéke felé haladva a lepusztítás már alig érintette az ottnangi rétegsort.

A szelvény alapján világos tehát, hogy a két rétegtani egység határán az ottnangi rétegsor földkéregmozgások hatására mozdult ki eredeti helyzetéből és nem pedig eusztatikus tengerszint ingadozásról van szó. .

– A faciosztratotípus-szelvényben közölt rétegsor (KÓKAY 1973. p. 232.) az új adatok alapján felfelé bővült, illetve a pontosítódott. A Sch. 3–5. sz. molluszkás rétegek felett tehát 8–10 m-re tehető a korallináceás mészkő összlet vastagsága, melyen 8 m a korallináceás–bryozoás homok és homokkő sorozat mészkő padokkal.

Bevezetés

A várpalotai medence (s.l.) alsómiocén képződményeivel, valamint tektonika vonatkozásaival ezideig számos szakmai értekezésben foglalkoztam (KÓKAY J. 1967, 1973, 1985, 1991, 1993).

Szakcikkeimben kimutattam, hogy

– a tengeri ottnangi és kárpáti üledéksorok között lepusztulás és diszkordancia van;

– a várpalotai üledékgyűjtő mélyvonala a transzkurrens és kompresszív jellegű TELEGDI ROTH törésvonal D-i előterében van előárok jelleggel;

– a Várpalotai-medence és a DK-re lévő Balatonfő területe a Balaton–Darnó vonal mentén ütköző zóna volt és tektonikailag érzékeny indikátorként működött, s így egyes miocén rétegtani egységek élesen elkülönülnek egymástól.

Újabb adatok és anyaggyűjtések, valamint árkolásokból kapott információk alapján:

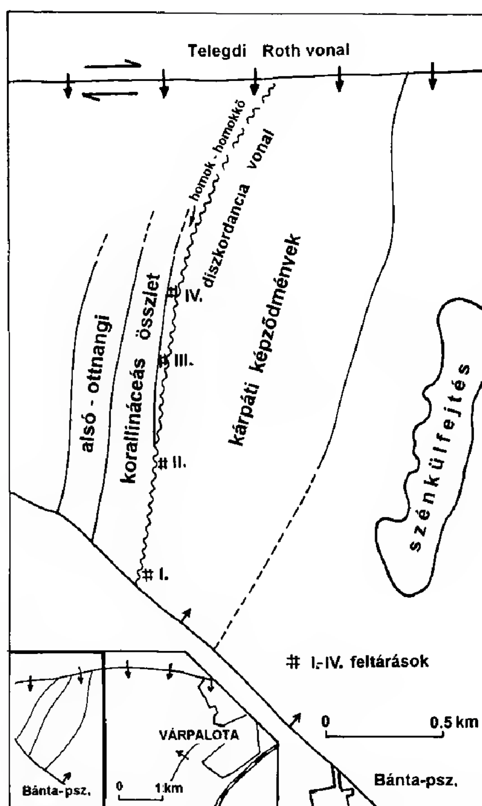
– kibővültek az ottnangi képződményekről eddig rendelkezésre álló ismereteink;

– lehetővé vált egy csapásmenti földtani szelvény megszerkesztése és abból a szükséges következtetések levonása (*1. ábra*).

Ottnangi–kárpáti határ az egyes feltárásokban

I. feltárás:

Már 1967-ben fényképes dokumentummal közöltem (1973, 1985) a két emelet határképződményeit egy kis kőfejtő gödörből, melyet azóta sajnos betemettek. A feltárás a felszínen lévő ottnangi képződmények déli sávjában volt. A fényképen jól látható az ottnangi *korallináceás* (régen *lithothamniumos*) mészkő erősen tagolt, hullámosan lepusztult felszíne, melyre transzgresszíven települ a meszes kötésű durvatörmelékes és homokos bryozoás-balanuszos kárpáti tengeri sorozat (2. *ábra*). Benne az ottnangi mészkő áthalmozott darabjai is felismerhetők. Az ottnangi teteje erózió, vagy abrázió következményeként pusztult le, mert szárazföldi behatás (oxidáció vagy tarkaagyag) nem volt felismerhető ebben a feltárásban.



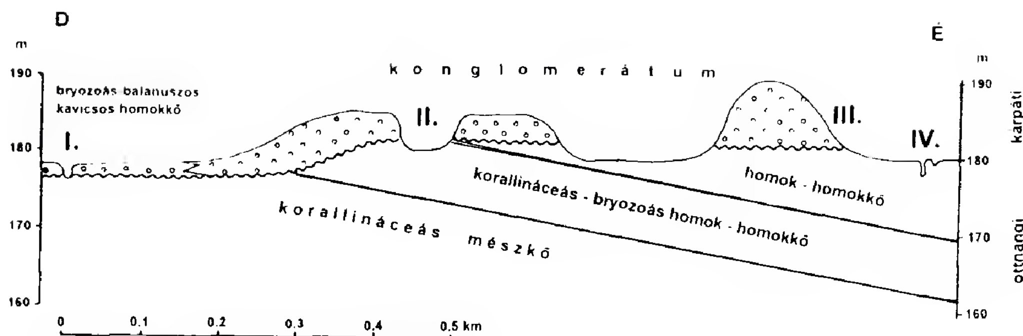
1. *ábra.* Az ottnangi és kárpáti képződmények a bántapusztai területen

Fig. 1. Ottnagian and Karpatian sequence on the Bántapuszta area. Legend: TELEGDI ROTH lineament; Lower Ottnangian; redalgal sequence; sand–sandstone; unconformity line; Karpatian; opencast coalmine; outcrops no. I–IV

II. feltárás, az előzőtől É-ra:

Kavicsbánya a kárpáti tengeri sorozat bázisát képező durva, laza, meszes konglomerátumban. A kavics anyaga jól koptatott kvarc, paleozóos homokkő, fillit, triász mészkő, mészmárga és dolomit, alárendelten eocén alveolinás mészkő. Benne kövületek találhatók, leggyakrabban a *Chlamys albina* (TEPPNER) és *Ch. latissima nodosiformis* (SERR.) továbbá *Ostrea lamellosa boblayei* DESH. Ezeken kívül még előkerült: *Pecten expansior* SACCO, *P. cf. subbenedictus laevis* DEP. ROM., *P. cf. convexior* ALM. BOF., *P. sp.*, *Chlamys costai* (FONT.), *Ch. improvisa cavarum* (FONT.), *Ch. camaretensis* (FONT.), *Ch. catalaunica* (ALM. BOF.), *Spondylus rastellum* LAMK; Balanus, Bryozoa, *Clypeaster sp.*

A termelt kárpáti kavics – a feltárás Ny-i falában láthatóan – az ottnangi korallináceás–bryozoás–homokkőpados homok összlet erősen tagolt, egyenlőtlen felszínére települ. Helyenként a határfelületen néhány milliméter vastag



2. *ábra*. Az ottnangi és kárpáti összletek diszkordanciája

Fig. 2. Unconformity between the Ottnangian and Kárpátian sequence. Legend: D – S; É – N; pebbly sandstone bryozoans, balanid bearing; conglomerate; redalgal limestone; sand, sandstone with bryozoans and redalgae; sand–sandstone; outcrops no. I–IV

vörös agyag betelepülés észlelhető. Ez egyértelműen arra utal, hogy az ottnangi tenger regressziója után kiemelkedés és szárazföldi lepusztítás történt.

Az itt feltárt ottnangi rétegekből előkerült: *Pecten sp.*, *Chlamys multistriata* (POLI), *Ch. gentoni* (FONT.); Balanus, Bryozoa, Corallinacea csomók.

III. sz. feltárás:

Egy 300 m hosszú, közel csapásmenti dombvonulat, melynek Ny-i oldalán a kárpáti sorozat mélyebb részébe tartozó kemény meszes konglomerátum rétegfejei kipreparálódtak. A domb É-i végét az egykori szovjet katonai lőtéren gyakorlatozó lánctalpas járművek átfűrészelték és feltárták az ottnangi–kárpáti határképződményeket. 1994-ben kis kutatóárkokkal pontosítottam az egymásra következő képződmények jellegét. A feltárás alapján megállapítottam, hogy ezen a helyen az ottnangi sorozat tetejét a *korallináceás* rétegsor fedőjében mintegy 7 m vastag homokkőpados homok képviseli, elszórtan kövületekkel. A domb É-i végéről homokkő padokból *Protoma rotifera* (LAMK.), *Turritella sp.*, *Nassa sp.*, *Nucula nucleus* (L.) *Clausinella cfr. basteroti* (DESH.), *Pitar sp.*, *Chlamys submalvinae* (BLANCH.) *Ch. cfr. scabrella* (LAMK.), *Cardium sp.* kerültek elő.

Az ottnangi rétegsort 1 m vastag szürke, agyagosan kötött középszemcséjű homok zárja. A homok enyhén hullámos felületére következik a kárpáti konglomerátum. Az ottnangi homok felső 10 centiméterében a kárpátiból befolyt kicsiny kavics zsákok és lencsék találhatók. A ciklust záró homokrétegből *Chlamys gentoni* (FONT.); valamint *Robulus, Discorbis, Eponides* sp., Foraminiferák és Ostracoda páncél, továbbá Bryozoa töredékek kerültek elő.

Az éles határral települő kárpáti konglomerátumot kisebb szemnagyságú kavics építi fel, mint a II. számú feltárásban és kötöttebb annál. A kőzetben a nagy Pectenek és az Ostreák ritkábbak, viszont az egyéb molluszkák lenyomatai és kőmagjai gyakoribbak: *Turritella (Haustator) vermicularis cfr. tricincta* SCHAFF.,

Protoma sp., Calyptraea aff. crassiuscula GRAT., *Ficus cfr. conditus* (BRONGT.)., *Conus (Lithoconus) ex gr. antiquus., C. (Chelyconus) ex gr. ponderosus* (BROCC.), *Pecten expansior* SACCO, *P. cfr. subbenedictus laevis* DEP. ROM., *P. sp., Chlamys albina* (TEPPNER), *Ch. latissima* BROCC., *Ch. latissima nodosiformis* (SERR.) *Ch. scabrella* (LAMK.), *Ch. improvisa delphinensis* (FONT.), *Ch. costai* (FONT.), *Lima lima* L., *Anomia ephippium costata* BROCC., *A. ephippium pergibbosa* SACCO, *Ostrea lamellosa boblayei* DESH., *O. crassicostata* SOW., *Laevicardium ex gr. norvegicum* (SPENGL.), *Trapezium cfr. hoernesi* (SCHAFF.) *Pitar cfr. gigas* (LAMK.), *Macrocallista erycinoides* (LAMK.) *Paphia benoisti* COSSM. PEYR., *P. benoisti praecedens* KAUT., *P. cfr. taurelliptica* SACCO, *Iphigenia lacunosa* (CHEMN.), *Panopea meynardi* DESH., valamint Balanus, Bryozoa, *Clypeaster* sp.

IV. sz. feltárás:

Már 1967-ben (p.78.) jeleztem molluszkás homokkő előfordulását, de az akkori kevés adat birtokában a kárpáti üledéksor aljába soroltam a rétegtani helyzetét. Azóta makadámút építése során az út menti árokkal jobban feltárták a képződményt. Így lehetőség nyílt arra, hogy a néhány deciméter vastag rétegből további gyűjtésekkel gazdagabb anyagot produkáljak. Fekűjében egy kutatóaknával foraminiferás homokot tártam fel, melynek vizsgálati eredményét a hivatkozott művemben már közöltem. A molluszkás homokkő az újabb gyűjtések és revízió alapján egyértelműen az ottnangi tetejét képviseli: *Oxystele cfr. amedei* (BRONG.), *Turritella terebralis gradata* MENKE, *Protoma rotifera* (LAMK.) *P. cathedralis paucicincta* SACCO, *Chicoreus cfr. aquitaniensis* (GRAT.), *Tudicla rusticula tauroplicata* SACCO, *Dorsanum baccatum* (BAST.), *Nassa difficilis* (BELL.), *Nuculana fragilis deltoidea* (RISSO), *N. (Lembulus) emarginata* (LAMK.), *Pecten subarcuatus* TOURN., *Spondylus sp., Linga columbella* (LAMK.) *Laevicardium sp., Ringicardium hians cfr. danubianum* (MAY.), *Lutraria angusta* DESH., *L. (Psammophila) oblonga* CHEMN., *Tellina (Oudardia) compressa* BROCC., *Tellina (Peronaea) planata lamellosa* D.C.G., *T. (Peronaea) zonaria* BAST., *Iphigenia lacunosa* (CHEMN.), *Psammobia uniradiata* BROCC., *Pharus saucatsensis* (DES MOUL.), *Macrocallista chione (L.) Pelecyora (Cordiopsis) intercalaris* (COSSM. PEYR.), *Paphia sallomacensis* (FISCHER), *P. zbyszewskii* FR., *P. taurelliptica* SACCO, *Panopea cfr. rudolphi* EICHW., *P. cfr. intermedia* SOW., *Thracia eggenburgensis* SCHAFF.

A puhatestű együttes a Várpalotai-medencéből leírt (KÓKAY 1973) faciosztratotípus szelvény (V-219. sz. fúrás) és más újabb fúrásokból megismert együttesekkel jól azonosíthatók, melyek az ottnangi összletek felső homokos szakaszából kerültek elő. A feltárás közvetlen közelében a fedőjét képező kárpáti korú aprókavicsos homokos konglomerátum kövületszegény, melyből a következő puhatestű taxonokat gyűjtöttem: *Pecten expansior* SACCO, *Chlamys albina* (TEPPNER) juv., *Pitar* sp.

A feltárások elemző értékelése

Az ismertetett négy feltárást a csatolt földtani szelvénybe beépítettem. A metszet 1,2 km hosszú. A diszkordancia jobb érzékeltetése érdekében tízszeres magassági torzítást alkalmaztam. A négy feltárást földtani szelvényben foglaltam össze, a következő értékeléssel és eredményekkel:

– A kárpáti tengeri üledéksor diszkordáns települését az ottnangira – a korábbi publikációmban közöltekkel egyezően – alaposan megerősítve kell látnunk.

– Az ottnangi regresszió utáni kiemelkedést követően a korábbi üledékek lepusztítása következett be a kárpáti tenger transzgressziójáig.

– A lepusztítási folyamat nem abráziós, hanem szárazföldi eredetű.

– A denudáció mértéke dél felé haladóan növekvő. Észak felé az üledékgyűjtő mélyvonala, a K–Ny-i csapású TELEGDI ROTH vonal elősüllyedéke felé haladva a lepusztítás már alig érintette az ottnangi rétegeket. Nem kizárt, hogy tovább É-felé haladva a két emelet határán szárazföldi üledékek is léteznek, mert rokon példákat jeleztem a medence területén (KÓKAY 1991).

– A szelvény alapján világos tehát, hogy a két rétegtani egység határán az ottnangi rétegsor tektonikai hatásra mozdult ki eredeti helyzetéből és nem pedig eusztatikus tengerszint ingadozásáról van szó.

– Az ottnangi rétegek a szelvényben É felé 2^{o} körüli dőlésűek, de ez csak a kismértékű áldőlés, mert a dőlés általában 10^{o} körüli, keleties irányban.

– A TELEGDI ROTH vonal, illetve az egész Balatonfő–Várpalotai-medence térség az ottnangi–kárpáti korszakokban is erőteljesen mozgott üledékképződés közben és intenzifikálódva az emelet és alemelet határokon is (KÓKAY 1985, 1991, 1993), orogén jelleggel.

– A faciosztratotípus szelvényben közölt rétegsor (KÓKAY 1973. p. 232.) az új adatok alapján felfelé bővült, illetve részletezőbb lett. A Sch. 3–5. sz. molluszkás rétegek felett tehát 8–10 m-re tehető a korralináceás mészkő összlet vastagsága, melyen 8 m a korralináceás–bryozoás homok és homokkő sorozat mészkő padokkal. Erre a III. és IV. sz. feltárások alapján 3 m okkerságra finomszemcséjű homok, majd ugyancsak 3 m vegyes szemnagyságú homok homokkő padokkal (*Balanus sp.*, *Chlamys sp.*) következik. A III. sz. feltárásban az ottnangit 1 m vastag szürke márgás kötésű finomhomok zárja, mely a IV. feltárás alapján 3 m-re kivastagszik, molluszkákat tartalmazó homokkő padokkal. Fedőjében 5–6 dm kövületdús homokkő zárja az ottnangi rétegsort.

A kárpáti transzgresszió kezdetén a II. sz. feltárásban rakódtak le a legdurvább kavicsos képződmények, míg a III. sz.-ban kisebb szemcséjű a kavics és a IV. sz. mellett már apró. Ez is arra utal, hogy az említett üledékgyűjtő süllyedése É felé intenzívebb volt. Kimutattam publikációimban, hogy az egyes miocén rétegtani egységekben a legvastagabb üledék összletek a TELEGDI ROTH vonal előterében keletkeztek. Az I. sz. feltárás pedig már a D-i peremhez közel van és ott a kárpáti tenger bryozoás–balanuszos üledéke később, a durva báziskonglomerátum hiánya után képződött. Mindezen megállapításaimmal a faunakép is összhangban van.

Irodalom – References

KÓKAY J. (1967): Stratigraphie des Oberhelvets ("Karpatien") von Várpalota (Ungarn) – Palaeont. Italica, vol. LXIII. pp. 73–111.

KÓKAY J. (1973): Faziostratotypen der Bántapusztaer Schichtengruppe. *In:* PAPP A. – RÖGL F. – SENEŠ J.: M_2 Ottnangien; Chronostrat. und Neostrat. Miozän der zentr. Paratethys; Bratislava, Slow. Akad. pp. 227–243.

KÓKAY J. (1985): Tectonic and geomechanical studies in the Bántapuszta Basin (Várpalota, Bakony Mountains) – MÁFI Évi Jel. 1983. pp. 43–50.

KÓKAY J. (1991): Stratigraphische Revision der unter und mittelelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge). Jubileumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenerbeit Österreich–Ungarn. Teil. 1. Geol. Budesanstalt, Wien. pp. 101–108.

KÓKAY J. (1993): The Neogene basin of Várpalota - (South Bakony Mountains) – MÁFI Évi Jel. 1991. pp. 129–140.

A kézirat beérkezett: 1995. V. 30.

Földtani Közlöny 126/1, 97–115 (1996) Budapest

Dunántúli bádeni szelvények összehasonlító rétegtani elemzése és az eusztatikus tengerszint ingadozások

Stratigraphical analysis of badenian sections from western Hungary (Transdanubia), compared to the eustatic sea-level changes

KÓKAY József[1]

(2 ábra)

Tárgyszavak: Miocén, bádeni, rétegtan, üledékciklus, transzgresszió, regresszió, tektogenezis, eusztázia, Nyugat-Magyarország

Key words: Miocene, Badenian, stratigraphy, sedimentation cycle, transgression, regression, tectogenesis, eustasy, W-Hungary

Summary

The statigraphically threefold Badenian sequence of the Transdanubian (Western) part of Hungary is analysed for the cyclicity of the relative sea level, taking into consideration the biostratigraphy as well. All sedimentary basins are individual in this respect, but even within the same basin may exist variations. There are basins resp. sequences (e.g.: Tapolca basin or the Tekeres and Tengelic wells) where all the three substages of the Badenian from one single cycle. In the Budapest area marine Middle Badenian transgrades over the terrestrial Lower Badenian. At Vémend (drilling Vémend-1) between the marine Lower and Upper Badenian there is a terrestrial sequence representing the Middle Badenian time interval. This variable cyclicity may be explained by the intensive tectogenetic events in the region, connected to the main thrusting (nappe forming) and folding of the Outer Carpathians.

Manuscript received: 30th May, 1995.

Összefoglalás

A szerző túlnyomórészt saját és főleg korábbi vizsgálatait összefoglalva, a rétegtanilag háromosztatú bádeni emeletet cikluselemzéssel vizsgálja, a Dunántúlon a biosztratigráfiát is figyelembe véve. Gyakorlatilag üledékgyűjtőnként – sőt még azokon belül is – változó, hogy az alsó-, középső- és felsőbádeni korszakokban milyen relatív vízszintváltozások (transzgressziók és regressziók) történtek, vagy kapcsolódtak össze egy ciklusban. Vannak üledékgyűjtők (pl. a Tapolcai-medence déli felében, vagy a tengelici és a tekeresi fúrásokban), ahol a három alemelet egy ciklust képez. Máshol (pl. Budapest körzetében) a szárazföldi alsóbádenire transzgredál a középső bádeni, míg ismét máshol (Vémend-2 sz. fúrás) a tengeri alsó- és felsőbádeni sorozatok között a középső bádeni korszakot szárazföldi üledékek képviselik. Az igen változatos ciklusosság egyértelműen a térségben

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest XIV. Stefánia út 14.

történt erőteljes földkéregmozgásokkal magyarázható, ami a Kárpátok fő felgyűrődési időszakát jelenti.

Bevezetés

Szakmai tevékenységem során igen sok, főleg kutatófúrásokból származó bádeni korú rétegsorral találkoztam, túlnyomórészt saját feldolgozás eredményeként értékelve és publikálva főleg a Dunántúli-középhegység (beleértve Budapestet is) területéről. A szakma területén a térség neogén nagyszerkezeti és geokinetikai problémáinak feltárása és megoldása erősen előtérbe került, valamint a divatos globális tengerszint ingadozás is sokakat foglalkoztat az utóbbi években. Ezért a birtokomban lévő adathalmaz elemző vizsgálatát a cikk címének megfelelően az alábbiakban mutatom be.

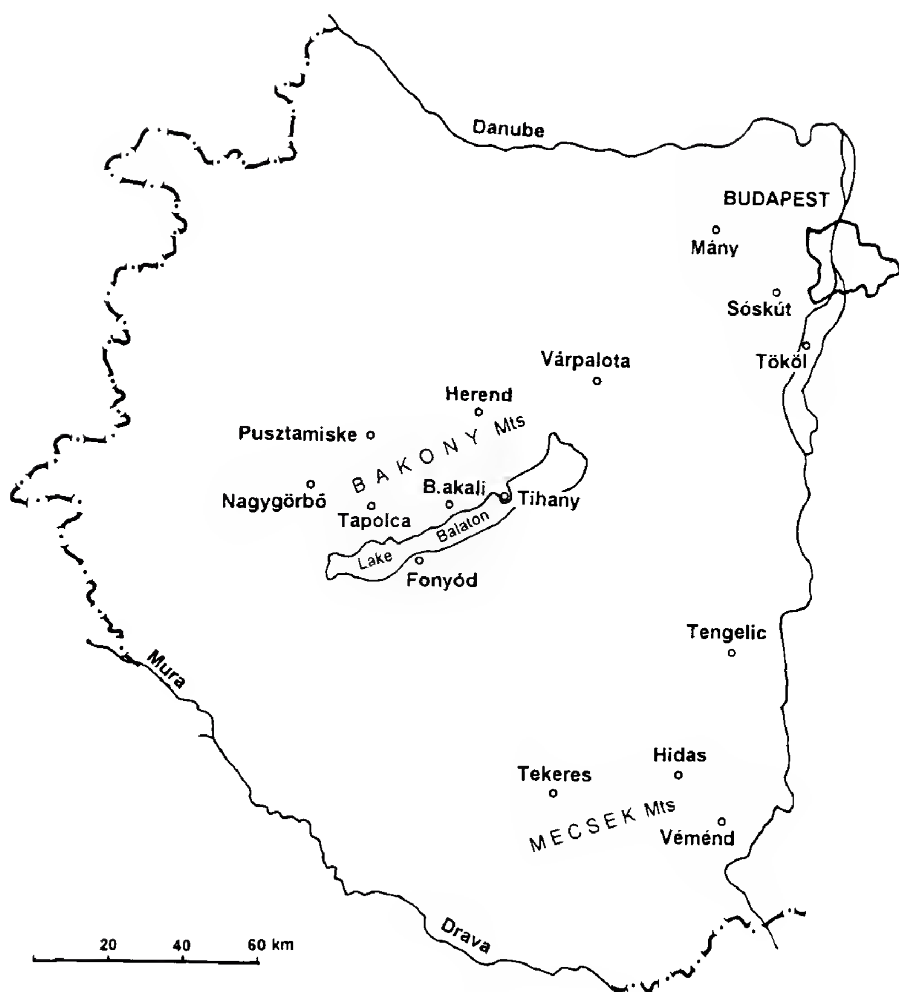
Az egyes szelvények, előfordulások tárgyalásánál az RCMNS 1978. évi határozatának (PAPP A. – SENEŠ J. – STEININGER F. 1978.) megfelelően a bádeni emeletet három osztatúnak kezelem saját tapasztalataimmal összhangban, amint arra már az irodalomban hivatkozott munkáimban is utaltam. A bádeni rétegsorok háromosztatúságát (esetleg az alsóbádeni kétosztatúságát is) ciklicitási alapon igyekszem tagolni összhangban a biosztratigráfiai vizsgálatok eredményeivel. Az élővilág módosulása és fejlődése ugyanis szükségszerűen igazodik a Középső és Keleti-Paretethys kapcsolatának tektonogenetikai–ősföldrajzi alakulásához, amint például a felsőbádeni alemelet esetében már részletes elemző vizsgálatot végeztem (KÓKAY J. 1985 a.). Fenti szempontok alapján veszem tehát sorra az egyes jellemzőbb bádeni szelvényeket.

Tapolcai-medence

Elemező tanulmányomban (KÓKAY J. 1986.) részletesen foglalkoztam a medencében lemélyült kutatófúrások által feltárt bádeni szelvények vizsgálatával. Kimutattam, hogy a terület D-i felében a három bádeni alemelet olykor nehezen elválaszthatóan egy ciklust képez. A Hg- 78/18. sz és a Szigliget-1. fúrás vizsgálatai alapján a teljes ciklus vége felé, a felsőbádeni sorozat oszcillálva fokozatosan édesedik ki (KÓKAY J. 1967., 1985 a.). A medence É-i részében az alsóbádeni üledéksor ugyan vastagabb, de hiányoznak a tengeri középső- és felsőbádeni képződmények. A fiatalabb szarmata (*tinnyei alemelet*) és a felsőbádeni között néhány méteres szárazföldi üledék lehet idősebb (*kozárdi alemelet*), vagy felsőbádeni korú is. A medence bádeni korú ciklus kifejlődései kitűnő például szolgálnak arra, hogy egy ilyen kis területen belül is milyen nagy a változatosság.

Balaton partvidék

A már hivatkozott 1986. évi cikkemben behatóan elemezetem a különböző kutatófúrásokat. A Balatonakali Bak-40. sz. és Tihany Th.-62. sz. fúrásokban a felsőbádeni tenger erősen transzgresszív, de hiányzik az idősebb bádeni tenger



1. *ábra* A bemutatott bádeni szelvények a Dunántúlon

Fig. 1. The studied Badenian sections in western Hungary (Transdanubia)

képződménysora. A tihanyi fúrásban a felsőbádeni tengeri összlet szárazföldi bádeni sorozatra települ. A Fonyód-1. sz. fúrás adatai szerint a szarmata diszkordánsan következik a középső bádeni (esetleg alsó) tengeri képződményekre, a felsőbádeni hiányzik, feltehetően lepusztult.

Devecser–nyirádi terület

Többízben is foglalkoztam (1967, 1985a, 1992) a terület miocén képződményeivel, különösen nagy súlyt helyezve a brakkvízi és nem-tengeri puhatestű fauna együttesekre. A terület Ny-i szegélyén lévő Nagygörbő Ng-1. fúrásban

az alsóbádeni tenger transzgressziója édesvízi molluszkás képződményekkel kezdődött, mely felfelé átment vastag tengeri pelites-homokos üledéksorba. BÁLDINÉ BEKE M. (szóbeli közlés) nannoplankton vizsgálatai szerint a tengeri összletet középső bádeni rétegek zárják. A tulajdonképpeni devecser–nyirádi terület központi, pusztamiskei részén (1992) a vastag alsóbádeni tengeri összletre települő 15–20 m, köztes rétegtani helyzetéből feltételezve középső bádeni korú litorális (?) eredetű gyöngykavics sorozatot tártak fel a kutatófúrások. Erre új transzgressziós ciklussal következik a felsőbádeni lagunáris eredetű üledéksor, aljában széntelepes összlettel, míg a tetején néhány méter *Brotia escheri turrita* tartalmú mészkővel. Utóbbi a Pusztamiske község Ny-i előterében húzódó ÉNy–DK-i csapású, feltehetően többlépcsős szinszediment lehatároló törésvonal első lépcsőire transzgresszív (még nyugatabbra csak a szarmata). A felsőbádeni tenger a korszak vége felé kismértékben expanzívan viselkedett. Láthatjuk tehát, hogy a területen a három bádeni alemelet kifejlődése, ciklicitása igen változatos.

Herendi-medence

1966-ban monográfikusan feldolgoztam a medence miocén képződményeit. A gazdag faunájú alsóbádeni üledéksor széntelepes összlettel kezdődik. A továbbiakban a bádeni rétegsor a devecser–nyirádihoz hasonló kifejlődésű és ciklus-felépítésű. A 10 m-es középső bádeni (?) gyöngykavics összletre hasonló tavi–lagunáris bentonitos-agyagos, "brotiás" képződménysor települ a Ny-i bakonyi felsőbádeni lagúna hegységbe nyúló részeként (KÓKAY J. 1992).

Várpalotai-medence

Az üledékgyűjtő bádeni képződményeinek kifejlődéseivel, ciklicitási viszonyainak elemzésével részletesen és korszerűen foglalkoztam (KÓKAY J. 1987, 1991 és KÓKAY J. – HÁMOR T. – LANTOS M. – MÜLLER P. 1991) A Kárpáti tenger regressziója után a bádeni korszak elején a bántapusztai területrészen lepusztítási folyamat történt folyóvölgyek bemaródásával (KÓKAY J. 1985b, 1991) . A medence más részein ugyanekkor szárazföldi képződmények halmozódtak fel néhány méteres vastagsággal. A tenger benyomulása maximálisan 100 m vastag üledéksort eredményezett (az ismert Szabó-bánya összlete), amely az alsóbádeni magasabb részét képviseli a biosztratigráfiai vizsgálatok alapján.

A középső bádeni korszakot maximálisan 45 m szárazföldi agyag és kavics képviseli, elsősorban az üledékgyűjtő mélyebb szerkezeti vonulataiban felhalmozódva. A felsőbádeniben az üledékgyűjtő erőteljesen beszakadt, mely a legújabb vizsgálataim alapján valószínű, hogy "gát alatti átszivárgás" formájában sem volt kapcsolatban a tengerrel, mert a 20-nál több taxonból álló puhatestű fauna édesvízi eredetre utal. A felsőbádeni alginites összlet – bázisán lévő szénteleppel együtt az üledékgyűjtő mély vonalaiban elérheti a 100–150 m vastagságot is.

Fentiekből tehát kitűnik, hogy az alsóbádeni egy szárazföldi és egy tengeri ciklusból áll, melyen a szárazföldi középső bádeni sorozat települ. Ezt pedig befedi a felsőbádeni rétegsor, szénteleppel kezdve és a medence közepén szénteleppel zárva teljes zárt ciklusként. Ugyanekkor a peremeken és a szerkezeti vonalak mentén erőteljes tektonizmus jelentkezett.

Mány-zsámbéki medence

Az üledékgyűjtő felsőbádeni korú képződményeivel már foglalkoztam, kiemelten a Keleti-Paratethys kapcsolatra utaló faunaelemek jelenlétével (KÓKAY J. 1985 a). A 20–30 m átlagos (peremek felé vékonyodó) vastagságú felsőbádeni üledéksor az oligocén sorozatra következő szárazföldi agyagos-homokos képződményekre transzgredált. Ennek a szárazföldi összletnek a vastagsága a Perbál-6. sz. fúrás adatai alapján elérheti a 260 m-t is, melynek aljában mállott andezittufit volt. Ez légvonalban nincs messze a Visegrádi- és Börzsöny hegységek alsóbádeni aljában kiömlött andezit tömegeitől. (BÁLDI T. – KÓKAY J. 1970) Így a vastag szárazföldi üledéksor az alsó- és középső-bádeni korszakot képviseli.

A hivatkozott művem megjelenése után mélyült le a Mány-328. sz. szénkutató fúrás a déli lehatároló törésvonal közelében. Ebben a fúrásban mindössze 5 m vastag volt a tengeri felsőbádeni összlet, 1–1 cm-es átmenettel folyamatosan kapcsolódva a szarmatához. Ez azonban nem a teljes felsőbádenit képviseli kondenzált alakban, hanem a felső "veszeljankai" típusú záró szakasza transzgredált egy tektonikai lépcsőre (2. *ábra*) amint arra már a pusztamiskei terület leírásánál is utaltam. Az említett mányi fúrásban így a települési és ciklus kép, valamint az erősen rokon fauna elemek alapján hasonló a helyzet a Keleti-Paratethys *konka* emeletének ukrajnai típus-szelvényéhez *Veszeljanka* helység közelében: a vékony kövületdús rétegek ott is oligocénre települnek, fedőjükben szarmata üledéksorral.

A Budai-hegység Ny-i és K-i előtere

A budapesti középső bádeni képzőményekről írt munkámban (KÓKAY J. 1990) már összefoglaltam a hegység két oldalán található bádeni képződményeket vízkutató és a METRO fúrások adatai alapján. Kimutattam, hogy az alsóbádenit szárazföldi tarkaagyag és dácittufitos-bentonitos képződmények képviselik. Erre transzgredált a középső bádeni tenger, melynek üledéksora a 100 m-t is elérheti gazdag tengeri faunával. Ez felfelé ismét szárazföldi képződményekbe megy át 30–50 m vastagággal. Erre új ciklussal nyomult rá a felsőbádeni tenger, K-felé (rákosi vasúti delta) túlterjedve a középső bádeni rétegeken, 15–40 m vastagsággal. A felső *veszeljankai* rétegek helyenként diszkordanciával településnek a felsőbádeni idősebb sorozatra, mint pl. a Keresztúri út menti feltárásban (KÓKAY J. 1985 a.). Ugyanitt a szarmata is diszkordásan következik a felsőbádenire, míg pl. a rákosi vasúti deltában kondordánsan.

A budapesti középső bádeni képződmények elemzésének keretében közöltem a hegység Ny-i előterében mélyített Sóskút-1. sz. fúrásra vonatkozó vizsgálati

adataimat is. Ezek szerint alsóbádeni tarka aleurit és agyag összletre 140 m tengeri középső bádeni és mintegy 20 m vastag tengeri felsőbádeni sorozat következik egy tengeri ciklusban.

A Tököl-1. sz. fúrásban 742,2 m-ben idősebb pannóniai képződmények érintkeztek tengeri bádeni üledéksorral 742,2–803,4 m-ig. A MÁFI adattárának anyagvizsgálati dokumentációjában a Foraminifera vizsgálatok ebből a mélységközből alsóbádenit jeleznek. Tekintve, hogy a korábbi hazai gyakorlat kétosztatúként kezelte a bádeni emeletet és a "középsőt" hol az alsóhoz, máskor pedig a felsőhöz kapcsolták, így KORECZNÉ LAKY I. Foraminifera vizsgálatainak jegyzékét korszerűsítve: az összlet középső bádeni korú. Alatta 855,5 m-ig *Bithynia operculumos* agyagmárgát és szenes agyag rétegeket tartalmazó összletet harántolt a fúró, majd 888,5 m-ig tarka, agyagos aleurit rétegsort a tengeri kárpáti fedőjében. Így tehát a 803,4–888,5 m közötti édesvízi és szárazföldi üledéksort rétegtanilag köztes helyzeténél fogva az alsóbádenibe észszerű besorolnunk. Fentiek alapján tehát Budapesten és közvetlen körzetében az alsóbádeniben szárazföldi és édesvízi képződmények keletkeztek, mert ebben a korszakban tektonikailag megemelt terület volt, amint arra hivatkozott cikkemben részletesebben is utaltam. Így a bádeni tenger transzgressziója csak később, a középső bádeniben érintette ezt a területet. A középső bádeni a Budai-hegység keleti előterében (a pesti síkságon) különálló ciklust képez a felsőbádenitől szárazföldi üledékekkel elválasztva, míg a nyugati előtérben és feltehetően a Tököl-1. sz. fúrásban is összefüggő ciklust.

Tengelic-2. sz. fúrás

Paks és Szekszárd között 1978-ban lemélyített alapfúrás, melyről komplex földtani anyagvizsgálat és értékelés készült (HALMAI J. et al. 1982). A széleskörű rétegtani vizsgálatok alapján kitűnt, hogy a teljes tengeri bádeni rétegsor kifejlődött egy ciklusban, 130 m vastagságban. Sajnálatos, hogy az előzőkben említett kétosztatú szemlélet alapján a középső és felsőbádeni alemeletbe tartozó képződményeket "felső"-ként egybevonták, azonban KORECZNÉ LAKY I. Foraminifera és NAGYMAROSY A. nannoplankton vizsgálatai alapján az elhatárolás megbecsülhető. A felsőbádeni összlet teteje hiányzik (lepusztult) és a szarmata diszkordánsan települ a bádenire.

Mecsek hegység

A hegység ÉNy-i szélén mélyült Tekeres-1. sz. alapfúrás egy üledékciklusban harántolta a három bádeni alemeletet képviselő rétegösszletet. NAGYMAROSY A. (1980, 1985) nannoplankton vizsgálatai korszerű rétegtani taglalásban mutatják be a bádeni rétegsort.

A hidasi barnakőszén medence területén mindhárom bádeni alemelet üledéksora kifejlődött, de az alsóbádeni *corallinaceás* mészkő erősen egyenlőtlen felszínére a középső bádeni sok telepes barnakőszén összlet diszkordanciával következik (saját megfigyelésem a hidasi szénbányában). Amint a Foraminifera

(KORECZNÉ LAKY I. 1968) és a nannoplankton (NAGYMAROSI A. in HALMAI J. et al. 1982. p. 144) vizsgálatokból kitűnik a széntelepes összletet fedő tengeri üledéksor (turritellás-corbulás agyagmárga, Szilágyi Formáció) alsó fele még a középső bádeni korszakban képződött, folyamatosan kapcsolódva hozzá a felsőbádeni sorozat. A szarmata konkordásan települ a bádenire (2. *ábra*).

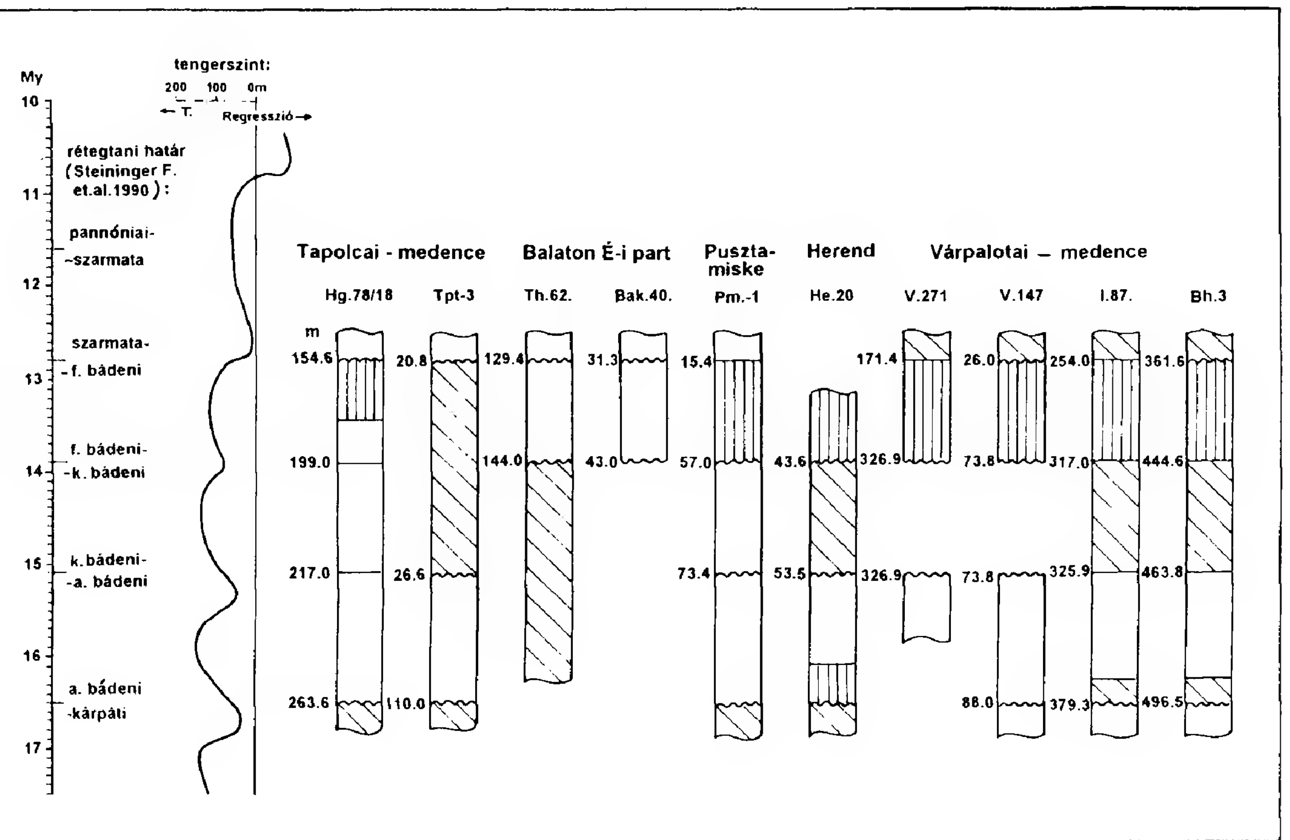
A hegység DK-i szegélyén 1989-ben mélyítette le a MÉV a Véménd-2. sz. magfúrást, mely figyelemre méltó eredményt szolgáltatott. (Ezúton megköszönöm Dr. MAJOROS György főgeológus úrnak, hogy a mintaanyagot vizsgálatra rendelkezésemre bocsátotta.) Az alsóbádeni tenger a praebádeni (kárpáti?) szárazföldi képződményekre transzgredált 731,3 m-ben. Az alsóbádeni tengeri pelites üledéksor 636,3 m-ig tartott. Erre 570 m-ig tarka, agyagos és gránittörmelékes szárazföldi eredetű összlet következett. Ezt a sorozatot a középső bádeni korszakban keletkezett üledéknek kell tekintenünk, mert a felsőbádeni tenger transzgredált rá. A felsőbádeni rétegsor felső határa 534,0 m-ben húzható meg, a szarmata tenger folyamatos üledékképződésével (2. *ábra*).

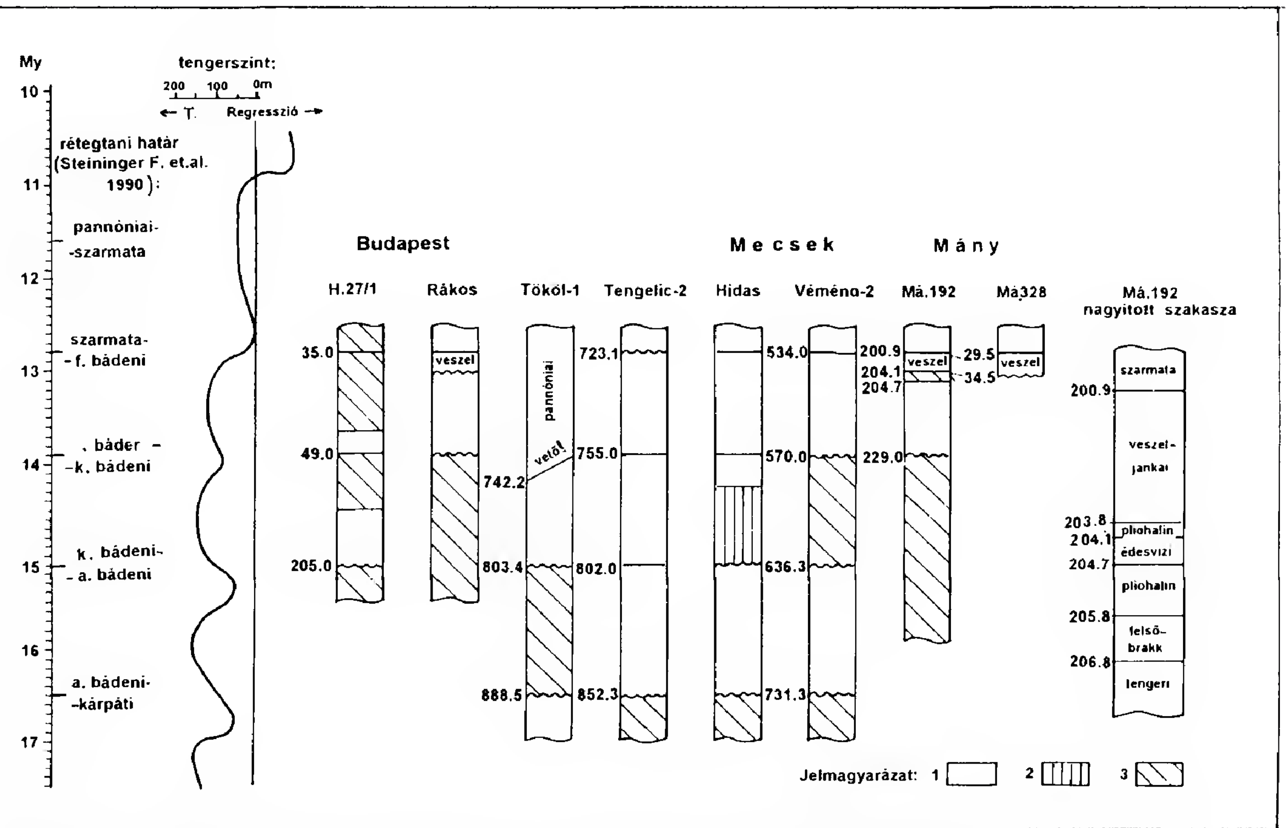
Következtetések

Az elmondottak alapján láthatjuk, hogy a három bádeni alemelet kapcsolata egymáshoz ciklus-vizsgálati szempontból igen változatos, olykor még egy medencén belül is. Szinte minden variáció lehetséges. Így például, amíg az egyik üledékgyűjtőben (vagy annak részében) az egyik korszakban a tenger transzgresszív, a másik helyen az ellenkezője.

A ciklus-kapcsolatoktól eltekintve gyakran kimutatható az is, hogy ezek a transzgressziók és regressziók medence-beszakadásokhoz, szerkezeti vonalakhoz kötődnek. Erre számos példát mutattam már be, különösen a legrészletesebben feldolgozott várpalotai üledékgyűjtő esetében. Plauzibilis például az összefüggés, hogy a legvastagabb bádeni üledékösszletek a nagy törésvonalak mentén (KÓKAY J. 1976, 1985b, 1987, 1991) a legvastagabbak és ezek a diszlokációs vonalak többnyire lehatároló jellegűek is. Ezek az erőteljes tektonikai mozgások az Alpok és Kárpátok felgyűrődéséhez kapcsolódnak, mellyel bőséges szakirodalom foglalkozik (pl. CSONTOS L. et al. 1991). A témát számos publikációmban magam is érintettem, mint például a budapesti középső bádenivel (KÓKAY J. 1990) foglalkozó cikkemben is.

A földkéregmozgások és vulkanizmus, valamint a pozitív és negatív parteltolódások (sekélyebbé, vagy mélyebbé válások) közötti oksági összefüggésekre már korábban is utaltam, például a herendi medencében (KÓKAY J. 1966. p. 21, 101.). A várpalotai felsőbádeni szénképződés esetében a lápöves felépítés visszaváltása síklápiból erdőslápi fáciesbe 1 cm vastag dácittufit csíkkal választódik el. A láp újbóli sekélyebbé válását tufaszórás kísérte. Földkéregmozgás történt, melyet valahol vulkanizmus és a láp mélységének megváltozása kísért, tehát az oksági kapcsolat nyilvánvaló: apró rezzenés a Kárpátok felgyűrődési folyamatában az igen mobilis bádeni korszak folyamán, a sok közül.


My
10
11
12
13
14
15
16
17
tengerszint:
200 100 0m
← T.
Regresszió →
rétegtani határ (Steininger F. et.al.1990):
pannóniai-
-szarmata
szarmata-
-f. bádeni
f. bádeni-
-k. bádeni
k.bádeni-
-a. bádeni
a. bádeni
-kárpáti
Tapolcai - medence
Balaton É-i part
Puszta-miske
Herend
Várpalotai – medence
Hg.78/18
Tpt-3
Th.62.
Bak.40.
Pm.-1
He.20
V.271
V.147
I.87.
Bh.3
m
154.6
199.0
217.0
263.6
20.8
26.6
110.0
129.4
144.0
31.3
43.0
15.4
57.0
73.4
43.6
53.5
171.4
326.9
326.9
26.0
73.8
73.8
88.0
254.0
317.0
325.9
379.3
361.6
444.6
463.8
496.5



2. *ábra*. Dunántúli bádeni szelvények összehasonlító elemzése és az eusztatikus tengerszint-ingadozás (HAQ B. U. 1991). A szelvények nem vastagsági, hanem időarányosak. Jelmagyarázat: 1. tengeri, 2. brakk és édesvízi, 3. szárazföldi összlet

Fig. 2. Comparison of western Hungarian Badenian sections with the eustatic level changes, after HAQ (1991). The vertical scale is time-proportional. Legend: 1. marine 2. brackish and freshwater, 3. terrestrial sequence; tengerszint – sea level, T – transgression, rétegtani határ (STEININGER) – stratigraphic boundaries after STEININGER, szarmata–felsőbádeni – Sarmatian–Upper Badenian, f – upper, k – middle, a – lower, Talolcai-medence – T basin, Balaton É-i part – Balaton Upland, Várpalotai-medence – V Basin, édesvízi – freshwater, felső brakk – almost marine, tengeri – marine, brakk – brackish, szárazföldi – terrestrial, vető – fault, veszel. veszeljankai – Wesselyankian

Kimutatható, – mellyel a klasszikus tektonikai irodalom plauzibilitási jelleggel foglalkozott – hogy az intenzív földkéregmozgási (orogén) szakaszok regressziós következménye után elernyedési periódus következett a tenger transzgressziójával, vagy összeköttetés hiányában szárazföldi üledékek felhalmozódásával. Minél erőteljesebb volt az orogén lökés, az utána történő transzgresszív szakasz is intenzívebb volt. Egy ilyen parányi epizódot érzékeltetek a bemutatott Má-192. és Má-328. sz. fúrások szelvényein (2. *ábra*)

Természetesen a hasonló példák tömegét lehetne még bemutatni, melyeknek nyilvánvalóan nincs közük az eusztatikus tengerszint ingadozásokhoz, hanem alapvetően a földkéregmozgásokkal állanak összefüggésben.

A vizsgált bádeni szelvények és az eusztatikus tengerszint ingadozások összevetése:

B.U. HAQ (1991) korszerű összefoglalásban mutatja be a Föld harmadidőszaki eusztatikus tengerszint ingadozásait. Ismertetett bádeni szelvényeinket megkíséreltem összevetni HAQ görbéivel. A rétegtani bosztás bemutatásánál a Középső-Paratethys miocénjére megfelelőbbnek találtam az egyébként ugyancsak korszerű STEININGER F. et al. (1990) dolgozatot. A szelvényeket, a földtani időbeosztással és tengerszint ingadozásokkal összefoglalva mutatom be (2. *ábra*).

Az elemzéshez a következőket fűzöm: HAQ és STEININGER et al. között a rétegtani beosztás időhatáraiban kisebb-nagyobb eltérések vannak, melyek egymagukban is elegendőek ahhoz, hogy rétegtani esemény tartozhat az eusztatikus vízszint süllyedés, illetve emelkedés időszakába is.

Ezt a bizonytalanságot növeli az is, hogy a biozóna határokban is eltérések léteznek. Rövid összefoglalásban:

STEININGER – BERNOR – FAHLBUSCH (1990):		HAQ (1991):
tortonien–serravallien határ:	11,4 My	10,2 My
szarmata–f. bádeni határ	12,8 My	11,3 My
f. bádeni–k. bádeni határ	13,9 My	13,8 My
k. bádeni–a. bádeni határ	15,1 My	15,0 My
a. bádeni–kárpáti határ	16,5 My	16,2 My

– A szarmata–felsőbádeni határon STEININGER et al.-nál 12,8 millió évnél – NN7 nannoplankton zóna legalja – HAQ eusztatikus vízszint süllyedést jelez, de nála (11,3 millió év) ennél a zóna határnál vízszint emelkedés van. Valójában a szarmata tenger transzgresszív, de – beltenger lévén – nem volt közvetlen összeköttetésben a világtengerekkel. Az alpi-kárpáti rendszerben ebben az időszakban erőteljes földkéregmozgások történtek (KÓKAY J. 1976, 1984, 1985b) A felsőbádeni tenger kapcsolata a Mediterraneummal megszűnt (KÓKAY 1985a). A Középső- és Keleti-Paratethysbe ömlő folyók vize megemelte a létrejött szarmata beltenger szintjét és így az expandált egészen addig, míg a kiterebélyesedett víztükör-felület megnövekedett párolgásával az egyensúly beállott. Ennek ellenére a szarmata tenger transzgressziója nem általános, mert az orogén övezetekben erőteljes kiemelkedések történtek megnövekedett lepusztítási fo-

lyamatokkal. Így a negatív és pozitív parteltolódási események ugyanabban az időpontban ugyanabban a medencében egyszerre is bekövetkezhettek.

– A felsőbádeni–középső bádeni határ megfelel a N10–N11. plankton foraminifera zónák határának. Ez STEININGER et al.-nál 13,9 My, míg HAQnál 13,8 My, tehát igen jó az egyezés. A tengerszint görbe regresszív csúcsot jelez. A felsőbádeni tenger nagy általánosságban erőteljesen expanzív, egy sokfelé (pl. ÉNy-i Kárpátok előtere) erősen megnyilvánuló rövid, tektonikailag indukált vízszintsüllyedéssel együttjáró orogén lökés után. Ugyanekkor a Várpalotai-medence szinorogén mozgások hatására beszakadt, de a tengerrel nem állott kapcsolatban, zárt édesvízi tó maradt és így tenger-visszahúzódási időszakot jelent, erős túlterjedő jelleggel.

– A középső és alsóbádeni határ az N8–N9 plankton foraminifera biozóna határa, mely STEININGER et al. szerint 15,1 My, míg HAQnál 15,0 My, tehát jó megegyezéssel. Ez az eseményhatár nem értelmezhető a tengerszint ingadozással, mert egy transzgresszív szakasz aljába esik. Valójában az alpi-kárpáti rendszer területén a tenger "lötyögött". A bemutatott példák alapján is jól látható, hogy szinte előfordulásonként (olykor egy medencén belül is) változóan a középső bádeni lehet transzgresszív (pl. Budapest) vagy regresszív (pl. Véménd-2. sz. fúrás, Várpalotai-medence) korszak is.

– Az alsóbádeni–kárpáti határ a *Praeorbulina* világdátumhoz kötődik, a langhien–burdigalien határon. Ez STEININGER et al. szerint 16,5 My, míg HAQnál 16,2 My. A kárpáti legtetején regresszív csúcs van, utána erőteljes a bádeni transzgresszió. A regresszív csúcs a Középső-Paratethys területén a klasszikus értelemben vett jelentős "főstájer" orogén szakasznak felel meg, melyet a Várpalotai-medencében is kimutattam (KÓKAY J. 1985b, KÓKAY J. et al. 1991). Ugyanekkor, például Budapest környékén, az alsóbádeni tenger a kárpáti után teljesen visszavonult (KÓKAY J. 1990).

Fentiek alapján is tehát nyilvánvaló, hogy a bádeni tenger relatív vízszintváltozásai a világtenger eusztatikus szintingadozásaival nem értelmezhetők, legalábbis a térség nagyon erőteljes orogén tartalma ezeket elfedte.

Stratigraphical analysis of badenian sections from western Hungary (Transdanubia), compared to the eustatic sea-level changes

Introduction

During my geological work I studied lots of Badenian sections, mainly from boreholes with full core recovery. Most of these were situated in and around the Transdanubian Central Range, including the area of Budapest. During the last several years the structure and geokinetics of this area became the topics of an intensive investigation. The effects of the eustatic sea-level changes on sections here evoked much interest lately. Thus I think that it is actual to present the Badenian data at my disposal such a context.

According to a decision of the RCMNS (Regional Commitee of the Mediterranean Neogene Stratigraphy, PAPP et al. 1978), I regarded the Badenian stage as consisting of three substages, in harmony with my own experience (KÓKAY 1986). The threefold subdivision of the Badenian sections (perhaps including a twofold division of the Lower Badenian), is mainly based on forams and other fossils, genetically fit well to cycles reflecting major tectogenetic changes and consequent rearrangements in paleogeography, and changes in links between the Central- and Eastern-Paratethys. Such changes were dealt with in details for the Upper Badenian (KÓKAY 1985a). Taking into consideration of the mentioned facts, the most characteristic Badenian sequences in the area under study will be described.

Tapolca-basin

In a previous study (KÓKAY 1986), based on the examination of sections of a high number of boreholes, it has been shown that in the southern part of the basin the three substages of the Badenian may hardly be delimited from each other, as they form a single cycle. In two boreholes (Hg. 78/18 and Szigliget 1) the Upper Badenian, near to the end of the cycle, shows signs of a more or less gradual decrease in salinity, with some oscillations (KÓKAY 1967, 1985a). In the northern part of the basin the Lower Badenian is thicker than in the southern one, but the marine Middle- and Upper Badenian is missing. There is a some meter thick terrestrial deposit between the Lower Badenian and Upper Sarmatian (Tinnyean) layers which may belong to the Lower Sarmatian (Kozárdian) or even to the Upper Badenian. In the restricted area of this basin the variability of the cyclicity is pronounced.

Balaton area

Several exploratory drilling wells have been studied here (KÓKAY 1986). In two of these (Balatonakali 40 and Tihany 62) the marine Lower Badenian is missing, and the Upper Badenian is strongly transregressive. In the Tihany well the marine Upper Badenian caps a Badenian terrestrial sequence. The borehole Fonyód 1 found a Sarmatian sequence uncomformly underlain by Badenian marine layers, thus here the Upper Badenian is missing, presumably eroded.

Devecser–Nyirád area

The Miocene sediments of the area, with special attention to the brackish, freshwater and terrestrial molluscs, has been repeatedly studied (KÓKAY 1967, 1985a, 1992). At its western margin (drilling Nagygörbő 1) at the base of the Lower Badenian marine transregressive deposits there are freshwater layers with molluscs. The thick marine sequence is mainly pelitic and sandy, capped by Middle Badenian (BÁLDI-BEKE, pers. comm.). In the central part of the Devecser–Nyirád basin, at Pusztamiske (KÓKAY 1992), the thick marine Lower Badenian is covered by a 15 to 20 m thick gravel, probably belonging to the Middle Badenian, which is of littoral origin. A new transregressive cycle begins with an Upper Badenian lagoonal sequence, with a coal seam at its base, and a *Brotia escheri turrita* baering limestone on its top. This limestone transgrades over the first steps of a multistep synsedimentary fault of NW–SE strike. West of this line only the Sarmatians occurs. The Late Badenian sea was moderately expansive near to the end of the period. Thus clear that the depositional history and cyclicity of the three Badenian substages are the most variable within the basin.

Herend basin

The formations of this basin were monographically described (KÓKAY 1966). The Lower Badenian is rich in fossils. It begins with a coal bearing series. The rest of the Badenian is similar in its cyclicity to that in the Devecser–Nyirád area. The 10 m thick ?Middle Badenian gravel is covered by lacustrine and lagoonal bentonitic, clayey formation with "Brotia", as a part of an embayment entering the western Bakony mountains (KÓKAY 1992).

Várpalota basin

The evolution and cyclicity of the Badenian sequence in this sedimentary basin has been studied in details (KÓKAY 1987, 1991, KÓKAY et al. 1991). After the regression of the Karpatian sea there was an erosional period in the NW, Bántapuszta part of the basin, characterized by cut in of fluvial valleys (KÓKAY 1985a). In other parts of the basin several meter thick terrestrial deposits accumulated simultaneously. The sea level rise during the late Early Badenian

time lead to deposition of a maximum 100 m thick sequence. Its age has been determined precisely by biostratigraphical methods (the so-called Szabó sandpit deposits). The Middle Badenian section consists of a max. 45 m thick deposit of terrestrial clay and gravel, accumulated mainly in the deeper parts of the basin. During the Late Badenian the sedimentary basin significantly subsided, probably without any connection with the open sea. The mollusc fauna consists of more than 20 taxa, all of these are freshwater origin. The thickness of the Upper Badenian may be 100 of even 150 m at the deeper parts of the basin, it is built mainly of alginites, with a coal seam at base.

Thus the Lower Badenian section is built of a terrestrial and a marine cycle, covered by a terrestrial Middle Badenian sequence. This is capped by the Upper Badenian, representing a complete cycle at the center of the basin, beginning and ending with coal seams. At the same time the margins were deformed by a tectonic activity.

Mány–Zsámbék basin

The Upper Badenian layers of the basin were studied (KÓKAY 1985a) with emphasis on the Eastern Paratethyan affinities of its molluscs. The average thickness of this sequence is about 20 to 30 m; it is thinner at the margins. It transgrades over a terrestrial clayey and sandy sequence overlaying the marine Oligocene. The thickness of the terrestrial sequence is of 260 m in the Perbál-6 borehole with an andesitic tuff at its base. Most probably this may be derived from the Lower Badenian andesitic volcanoes of the Visegrád- and Börzsöny Mountains, not far away from there (BÁLDI and KÓKAY 1970). Thus the terrestrial sequence belongs to the Lower and Middle Badenian. The exploratory drilling Mány-328 was situated near to the fault delimiting the basin southward. Here the thickness of the marine Upper Badenian was only 5 m, with a continous transition to the overlying Sarmatian. This sequence does not represent the entire Late Badenian time. Its Upper, "Wesselyank" member transgreded onto a tectonic step (*Fig.* 2), just as it was told in the preceding chapter. Thus the drilling Mány-328 revealed a depositonary and cyclicity pattern very similar to those observed in Ukraine at the village Wesselyank, in is the section of the "Konka" substage of the Eastern Paratethyan realm: the thin fossil bearing layers cover an Oligocene substratum, capped by Sarmatian rocks (cf. the description of the drilling Mány-192, below).

W and E foreland of the Buda Hills

In the paper dealing with the Middle Badenian of Budapest (KÓKAY 1990) it has been shown that the Lower Badenian substage is represented by terrestrial variegated clays and Dacitic tuffites. The Middle Badenian sea transgreded over these layers; its deposits may attain 100 m, containing a rich marine fauna. This is capped again by terrestrial deposits of 30 to 50 m thickness. A new cycle is represented by 15 to 40 m Upper Badenian marine deposits. In the

eastern part of the basin (Rákos section) this overrides older layers. The upper, "Wesselyank" layers in some places overly the Upper Badenian sequence by an unconformity, e.g. at the exposure of Keresztúri út (KÓKAY 1985a). In this section the Sarmatian overlies the Badenian unconformly while at the nearby Rákos section there is a continous, conform sedimentation in the same position.

According to the study of cores from the drilling Sóskút-1 the Lower Badenian terrestrial variegated clay and silt sequence is covered by members of one single marine cycle, of which the lower 140 m belongs to the Middle, the upper 20 m to the Upper Badenian.

At the borehole Tököl-1, beneath Lower Pannonian sediments, there was a marine Badenian section from 742.2 to 803.4 m. Based on the forams determined by K. LAKY I. (data base of the Hungarian Geol. Surv.), the age of this sequence must be regarded as Middle Badenian. It covers a claymarl and huminitic clay bearing series, containing *Bithynia opercula*, which may be followed down to 855.5 m, then it is replaced by a variegated clayey silt down to 888.5 m, which in turn covers Karpatian layers. Thus the freshwater to terrestrial layers between 803.4 and 888.5 m belong most probably to the Lower Badenian. Consequently in the Budapest area the Lower Badenian is represented exclusively by terrestrial and freshwater formations, because the region was tectonically uplifted during this age (KÓKAY 1985a). The transgression of the Badenian sea reached the area only later, during Middle Badenian times. The marine Middle Badenian in the eastern foreland of the Buda hills (on the Pest plain) represents, while in the western foreland the Middle and Upper Badenian by terrestrial sediments, while in the western foreland the Middle and Upper Badenian belong to one single cycle. This applies most probably to the area ot the drilling Tököl-1 (S of Budapest) as well.

Borehole Tengelic-2

The cores of this key well drilled in 1978 between the towns Paks and Szekszárd were studied by complex methods (HALMAI et al. 1982). Here the whole marine Badenian is represented by one cycle, its thickness is over 130 m. There is an erosional unconformity between the uppermost Badenian and the Sarmatian layers. Originally, according to earlier standpoints, the Badenian of this well was subdivided into two units, the middle and upper ones were regarded an "Upper Badenian". Based on studies of I. KORECZ-LAKY (forams) and A. NAGYMAROSY (coccolitophorids, both pers. comm.) the up to date threefold division of the section may be established.

Mecsek Mountains

The key well Tekeres-1 been drilled at the NW margin of the Mecsek mountains. Here the Badenian constitutes one single cycle. NAGYMAROSY (1981, 1985) described the stratigraphy of the section in details. In the coal basin of Hidas all three substages of the Badenian ara represented. The Lower Badenian

corallinacea-bearing limestone is topped unconformly by multiseam coal measures (personal observation of the author). Based on forams (KORECZ-LAKY 1968) and nannoplancton (NAGYMAROSY in HALMAI et al. 1982 : 144) studies, it can be stated, that the lower part of the marine sequence capping the coal measures (*Turritella*- and *Corbula*-bearing claymarls, Szilágy Fm.) still belongs to the Middle Badenian substage covered conformably by Upper Badenian and Sarmatian layers (*Fig. 1*)

The drilling Véménd-2 was performed by MÉV. (I am very much indebted to the chief geologist of MÉV, dr. György MAJOROS for allowing the access to the data of this drilling.) Here the Lower Badenian transgreded over terrestrial, probably Karpatian, layers at he depth of 731.3 m. The pelitic marine Lower Badenian my be followed upwards to 636.3 m. This is capped by a variegated terrestrial clayey series with granite boulders. This may be ranged into Middle Badenian, as it is covered (up to 534.0 m) by marine Upper Badenian sediments. The Sarmatian layers overlaid the Badenian correlative conformity (*Fig. 1*).

Discussion

From the point of view of cyclicity, the three substages of the Badenian are extremely variable, even within one and the same basin. Almost all possible variations are present. The sea level might rise in one of the basins, or in a part of it, while sink in another one. These opposite changes in the relative water level and shifts of shorelines are very often associated with local faults. This is the most obvious in the case of the Várpalota basin (KÓKAY 1976, 1985b, 1987, 1991). Here the Badenian sequence is the thickest in the close vicinity of major displacements, which in turn often delimit the sedimentation. These strong tectogenetic movements are causally linked to the folding events of the Alpine and Carpathian systems (CSONTOS et al. 1992, KÓKAY 1990).

The causal link between the tectogenetic events and volcanism, respectively the positive and negative displacements of shorelines has been repeatedly demonstrated, e.g. in context of the Herend basin (KÓKAY 1966, p. 21, 100). In the case of the coal formation in the Várpalota basin it was observed that the zonation of the marsh environment changed significantly as soon as a 1 cm thick intercalation of dacitic tuffite was deposited. Thus there was a causal connection between the tectogenetic, volcanic events and the depth of the marsh at a given spot.

It may be demonstrated that after strong tectogenetic, orogenic periods there were relaxations, generally with relative sea level rises or formations of terrestrial sedimentary basins. This law was a commonsense already in classical textbooks about tectonics. The strength of the orogenic period influenced the size of the transgression. A small episode of this kind is illustrated on the *Fig. 2*, on the example of the sections of the drillings Mány-192 and Mány-328. Similar events were observed many times and it is evident that such transgressions are not linked to eustatic sea level shanges, instead to regional tectogenetic movements.

Comparison of the examined badenian sections with the Eustatic sea-level changes

HAQ (1991) gives an up to date synthesis ot the eustatic sea-level changes during the Tertiary. For a comparison of these changes with the events observed in Miocene sections ot the Central Paratethys the stratigraphic correlation of STEININGER et al. (1990) has been used. The studied sections are presented in a stratigraphic frame (*Fig.* 2) together with the eustatic sea-level changes as inferred by HAQ (1991).

There are some discrepancies between the chronostratigraphic data of STEININGER et al. (1990) and of HAQ (1991), making the comparison somewhat difficult. There are differences in the biozone boundaries as well. Here we summarize their data shortly:

According to:	STEININGER et al. 1990	HAQ 1991
Boundaries of:		
Tortonian–Serravallian	11.4 MY	10.2 MY
Sarmatian–Late Badenian	12.8 MY	11.3 MY
Upper–Middle Badenian	13.9 MY	13.8 MY
Middle–Lower Badenian	15.1 MY	15.0 MY
Lower Badenian–Karpatian	16.5 MY	16.2 MY

HAQ (1991) places the lower boundary of NN7 to 11.3 MY, to a global eustatic transgression. STEININGER et al. (1990) place the Sarmatian/Badenian boundary to the lower boundary of NN7 as well, but they estimate a 12.8 MY age for this event, where HAQ has a regression. In fact the level of the Sarmatian "sea" (lake) was rising at the beginning, but being disconnected with the oceans, the change of its level may only be explained by regional events. There were strong tectogenetic movements at this time (KÓKAY 1976, 1984, 1985b). The Central Paratethys lost its connection with the Mediterranean Sea. The rivers discharging into the Sarmatian lake upraised its level to a new equilibrium. In spite of this the water level rise was not universal, because it was overprinted by local uplifts in orogenic areas. Thus transgressive and regressive events may be simultaneous in different parts of the same basin system.

The Upper/Late Badenian boundary corresponds to the N10–N11 planctonic foram zone boundary. STEININGER et al. (1990) place this event to 13.9 MY, HAQ (1991) to 13.8 MY. The eustatic curve shows here a maximum level. The Late Badenian sea is generally strongly transgressive, after a short regression, which may be attributed to an orogenic event, which was evident e.g. in the NW Carpathians. Simultaneously the Várpalota basin strongly subsided, but, being disconnected to the seas, housed a freshwater lake, thus this period should be regarded as a regressive one.

The Lower/Middle Badenian boundary coincides with the N8–N9 planctonic foram zone boundary, estimated as formed 15.1 MY (STEININGER et al. 1990) or 15.0 MY (HAQ 1991) ago. The events observed at this boundary may not be

interpreted as results of eustatic sea level changes, as, according to HAQ (1991) this time is characterised by an eustatic sea-level rise. In the Alps and Carpathians, however, the sea level changed irregularly, in some sections it was rising (e.g. at the area of the recent Budapest), in others it was subsiding (e.g. at the drilling Véménd-2 or in the Várpalota basin).

The Karpatian–Badenian boundary coincides with the first appearance of the planctonic foram *Praeorbulina*, and with the Mediterranean stage boundary Burdigalian–Langhian. According to STEININGER et al. (1990) this happened 16.5 MY ago, while HAQ's (1991) estimate is 16.2 MY. Near the upper boundary of the Karpatian there is a regressive peak, succeeded by a strong transgression it the Lower Badenian. The regressive event coincides with the "Main Styrian" orogenic phase imprinted in the Várpalota basin as well (KÓKAY 1985b, KÓKAY et al. 1991). Simultaneously, the early Badenian sea completely left dry Budapest area (KÓKAY 1990).

From these examples it is clear that the local transgressions and regressions of the Badenian sea may not be explained by eustatic changes of the world oceans, the orogenic events of the area completely overprinted these changes.

References – Irodalom

BÁLDI T., KÓKAY J. (1970): Die Tuffitfauna von Kismaros und das Alter des Börzsönyer Andesitvulkanismus – Földt. Közl. 100: 247–284.

CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F. and KOVÁCS M. (1991): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model – Tectonophysics, 208: 221–241.

HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZ-BARANYAI L., és VETŐ I. (1982): A Tengelic 2 sz. fúrás földtani eredményei (geological results ot the borehole Tengelic 2) – Földt. Int. Évk. 65.

HAQ, B. U. (1991): Sedimentation, Tectonics and Eustasy sea-level changes at active margins. – Spec. publ. nr. 12. of the Intern. Ass. of Sedimentologist (Published Blackwell Sci. Publ. Oxford etc.)

KÓKAY J. (1966): Geologische und paläontologische Untersuchung des Braunkohlengebietes von Herend–Márkó (Bakonygebirge, Ungarn) – Geol. Hung. ser. Pal. 36.

KÓKAY J. (1967): Obertortonische Ablagerunges des Bakonygebirges – Földt. Közl. XCVII. 74–90.

KÓKAY J. (1976): Geomechanical investigation ot the southeastern margin ot the Bakony Mountains and the age of the Litér fault line – Acta Geol. Hung. 20: 245–257.

KÓKAY J. (1984): New information on Moldavian movements – Föld Int. Évi Jel. 1982-ről: 501–503.

KÓKAY J. (1985a): Central and Eastern Paratethyan interrelations is the light of Late Badenian salinity conditions – Geol. Hung. ser. Pal. 48.

KÓKAY J. (1985b): Tectonic and geomechanical studies in the Bántapuszta – Föld. Int. Évi Jel. 1983-ról: 43–50.

KÓKAY J. (1986): Badenian formations by Lake Balaton – Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről: 289–299.

KÓKAY J. (1987): Stratigraphic subdivision and palaeogeographic reconstruction of the Badenian at Várpalota – Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről: 235–241.

KÓKAY J. (1990): Middle Badenian rocks is Budapest— Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról I.: 101–108.

KÓKAY J. (1991): Stratigraphische Revision der unter und mittelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge). Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn; GBA, Wien: 101–108.

KÓKAY J. (1992): Upper Badenian lagoonal Formations near Pusztamiske, W Bakony Mts. – Földt. Int. Évi Jel. 1990-ről: 169–191.

KÓKAY J., HÁMOR T., LANTOS M. and MÜLLER P. (1990): Paleomagnetic and geological study of borehole section Berhida 3 – Földt. Int. Évi Jel. 1989-ről: 45–63.

KORECZ-LAKY I. (1968): Miozäne Foraminiferen des östlichen Mecsek-Gebirges – Földt. Int. Évk. 52.

NAGYMAROSY A. (1980): Correlation of the Badenian in Hungary on the basis ot the nannonplankton – Földt. Közl. 110: 206–245.

NAGYMAROSY A. (1985): The correlation ot the Badenian in Hungary based on nannofloras – Ann. Univ. Sci. Budapestiensis de R. Eötvös nominatae; sect. geol. 33–86.

STEININGER F., BERNOR, R. L. and FAHLBUSCH, V. (1990): European Neogene marine/continental chronologic correlations. *in*: E. H. LINDSAY et al. (eds.): European Neogene Mammal Chronology, New York (Plenum Press).

A kézirat beérkezett: 1995. V. 30.

Földtani Közlöny 126/1, 117–129 (1996) Budapest

Hazai kavicsmezők anyagának szilárdsága a halmazjellemzők tükrében[1]

Aggregate strength of Hungarian gravels as a function of their aggregate properties

† TÖRÖK Endre[2]

(4 ábra, 3 táblázat)

Abstract

The rivers and related streams deposited a great quantity of sediments in Hungary, in the Quaternary (*Fig. 1*). The thickness of these sediments is between 10-20 m (*Fig. 2*)

The different source area of gravels appears in their different petrological composition. After analysing their aggregate properties - petrology, roundness, size distribution - detailed mechanical and strength test were carried out (*Fig. 3 and 4*).

The strength properties are very much influenced by the petrological composition, the size and shape of the aggregate particles (*Table I, II and III*).

Manuscript received: 6th September, 1995

Összefoglalás

A hazai kavicsmezők durva üledékeinek halmaz vizsgálatai azt mutatják, hogy a változatos lehordási területről származó, különböző földtani felépítésű összletek halmazszilárdsági tulajdonságait a kőzettani tulajdonságok - az előforduló kőzetváltozatok, azok megtartási (mállási) állapota, az ásványos összetétel - határozzák meg. Építési kőanyagokkénti felhasználásuknál a Los Angeles és Hummel halmazszilárdsági vizsgálattal mért aprózódási jellemzőiket minősítő értékként használjuk.

A tanulmány bemutatja a halmazjellemzők – kavicsmezők földtani felépítése, a vizsgált minták összetétele és részhalmazainak szemnagysága, illetve szemalakja – valamint az aprózódási veszteség közötti összefüggéseket. A halmazszilárdsági vizsgálatok közölt eredményei nemcsak a lezárt kutatási munkáknál voltak jelentősek, hanem az e témakörbe tartozó későbbi kutatások hasznos alapadatai lehetnek.

1. Bevezetés

A nagy mennyiségben előforduló fiatal üledékek, mint építési kőanyagok, az építő- és építőanyag-ipar fontos anyagai. A hazai kavicsmezők felszínközeli összletei biztosítják a különböző építkezésekhez szükséges homok, homokos kavics és kavics termékeket. A Duna és az országba önállóan belépő folyók (az

---

[1] A szerző hagyatékában maradt cikktervezetnek a lektoráláson messze túlmenő sajtó alá rendezéséért GÁLOS Miklósnak és JÁMBOR Áronnak köszönetet mond a szerkesztőbizottság

[2] Budapesti Műszaki Egyetem, Mérnökgeológiai Tanszék

Alpokból, a Kárpátokból, a Cseh-Morva-, a Szlovák-, az Erdélyi középhegységekből) a hazai eredésű mellékfolyók és patakok magmás, üledékes, vagy átalakult kőzet-felépítésű területegységeken haladnak. A kavicsmezők durva kőzetanyaga a lehordási terület szerint más és más. A negyedidőszaki képződmények nagyobb tömegben, a fiatalabb harmadidőszaki durva összletek pedig uralkodó mennyiségben különböző kvarc-kvarcit ásvány- illetve kőzetanyagokra, valamint azoknak eltérő keletkezési körülmények között létrejött változataira különíthetők el. A kisebb mennyiségben előforduló egyéb összetevőkön a mállás különböző fokozatai ismerhetők fel.

A kőzetanyag építőipari felhasználását SÜMEGHY J. (1953), LÁNG S. (1955), VITÁLIS Gy. (1957), SOMOGYI S. (1961), MOLNÁR B. (1966), ERDÉLYI M. (1967), FRANYÓ F. (1967), RÓNAI A. (1983), BADINSZKY P. (1984), FODOR T.-né – KLEB B. (1986) vonatkozó tanulmányaira alapozott kutatási munka eredményei biztosítják. Ez a kutatási munka a Budapesti Műszaki Egyetem Mérnökgeológiai Tanszékén (korábbi nevén Ásvány és Földtani Tanszék) hosszú éveken keresztül folyt. A szükséges kőzettani-, genetikai- és terméktulajdonságok meghatározása, a különböző lehordási területet és a változatos földtani felépítést figyelembe vevő területegységekre – a durva összleteket termék szempontból megnevező ú.n. kavicsmezőkre – külön-külön készültek el. A magyarországi folyók környezetében elhelyezkedő, vizsgált felszínközeli negyedidőszaki és néhány harmadidőszaki kavicsmezőt az *1. ábra* szemlélteti. A vizsgálatok felszíni feltárásból, fúrásos kutatás maganyagából és kavicsbányák, valamint kotort termékek kirakodóiból származó mintákon készültek el.

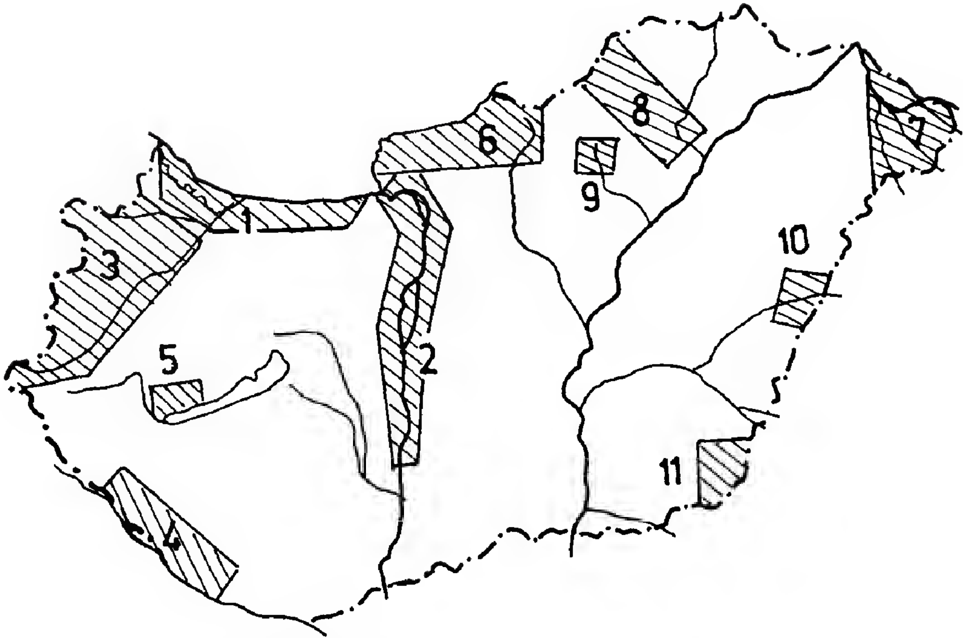
A vizsgálatsorozat kiterjedtségét mutatja a *2. ábra*, amelyen az 1. számú kavicsmező NY-i részéhez tartozó feltárások szelvényhelyeit ábrázoltuk.

A kőzetanyag építőipari felhasználását az úgynevezett halmazjellemzők (összetétel, szemmegoszlás, szemalak) és a szilárdsági tulajdonságok (halmazszilárdság) minősítő értékei határozzák meg. Így a felhasználás szempontjából fontosak lehetnek a halmazjellemzők és a szilárdsági tulajdonságok között kimutatható összefüggések.

2. Alkalmazott vizsgálati módszerek

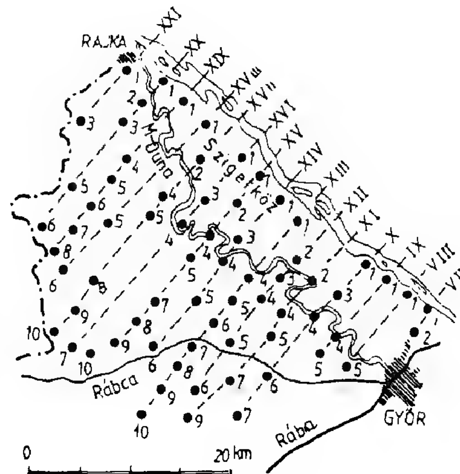
A halmazszilárdsági vizsgálatok az építési kőanyagokra vonatkozó szabványsorozat előírásait és a vizsgáló intézmények gyakorlatát figyelembe véve
– Los Angeles aprózódási vizsgálattal, az MSZ 18287/1 szabvány szerinti berendezéssel, de az aprózódási veszteséget a 2 mm-es négyzetlyukú szitán meghatározva és
– Hummel aprózódási vizsgálattal az MSZ 18287/3 szabvány szerint, de a szabványban szereplő 170 mm átmérőjű mozsár helyett 150 mm átmérőjű mozsárban meghatározva készültek.

A Los Angeles ütve forgató aprózódási vizsgálatokat a mintaanyagból leválasztott 5/8, 8/12 és 8/20 mm szemnagysághatárú rész-mintacsoportokon, a Hummel mozsaras aprózódási vizsgálatokat 5/8 és 4/32 mm szemnagyságha-



1. ábra. Különböző kőzetföldtani környezetből származó üledékek kutatási területei. A Duna kisalföldi, középhegységi (1), Visegrádi-szoros, Pesti-síkság, alföldi Duna-szakasz (2), nyugat-magyarországi kavicstakaró, Rába és mellékfolyói (3), Dráva és mellékpatakjai (4), Déli-Bakony előtere (5), Ipoly-völgy (6), Felső-Tisza és mellékfolyói (7), Sajó-Hernád és mellékfolyói (8), Bükkalja (9), Körösök-Maros (10, 11) üledékvizsgálatai

Fig. 1. Sampling sites of gravels in different geological realms. Small Hungarian Plain and Central Range Danube sections (1), Visegrád pass, Pest Plain and Great Hungarian Plain Danube sections (2), West Hungarian Gravel nap, Rába and tributaries (3), Dráva and tributaries (4), Southern Bakony foreland (5), Ipoly valley (6), Upper Tisza and tributaries (7), Sajó-Hernád and tributaries (8), Bükk foreland (9), Körös-Maros rivers (10, 11)



2. ábra. A Duna holocén–felsőpleisztocén anyagát feltáró fúrások helyszínrajza (FTV 1976, 1981, 1985). Szigetköz, Mosoni-síkság, Győri-medence, Rábaköz térsége

Fig. 2. Location of boreholes were drilled in the Holocene-Upper Pleistocene terraces (FTV 1976, 1981, 1985), Szigetköz, Moson Plain, Győr Basin, Rába region

tárú rész-mintacsoportokon végeztük; az aprózódási veszteségeket a_{LA} és a_H tömegszázalékban (m%) megadva.

A durva üledékben kőzetváltozatok előfordulásának mértéke, illetve az ásványos összetétel, mint a legfontosabb halmaz jellemző, makro- és mikroszkópos vizsgálattal készült. E vizsgálatoknál az MSZ 18283 számú szabvány előírásait vettük figyelembe.

A vizsgált mintákból képzett rész-mintacsoportokat száraz szitálással készítettük (MSZ 18288/1 számú szabvány szerint). Természetesen ez egyben azt is jelentette, hogy a lelőhely üledékanyagának teljes szemmegoszlási vizsgálatát is elvégeztük.

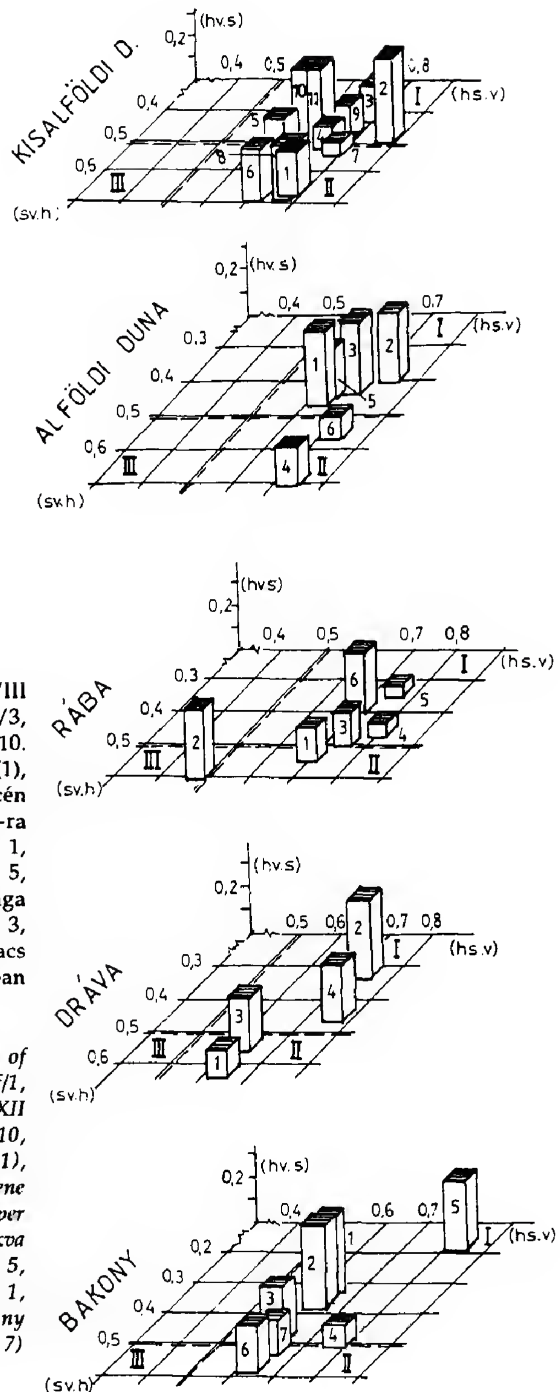
A vizsgálati halmaz szemalak jellemzésére az MSZ 18288/3 szabvány szerinti szemalak vizsgálat mérési eredményeit használtuk.A szemcsék tengelyei a szemcsét befoglaló képzetes derékszögű hasáb élei. (leghosszabb tengely: h, legrövidebb tengely: v, közbülső tengely: s). A mérési eredményekből képzett v/s és s/h értékeket, illetve a számítható statisztikai jellemzőket (középérték, szórás, megbízhatósági határ) tekintettük a halmaz szemalak jellemzőjének. A vizsgálati eredmények értékelése azt mutatta, hogy a halmazban levő szemcsék alakjellemzését a három tengely arányából, a három tengelypár (h-s, s-v, h-v) korrelációs koefficiensének intenzitásával is kifejezhetjük (BME ÁFT Kutatási jelentés, 1991.)

Ez a háromdimenziós vizsgálat, ahol az $r_{hs.v}$, $r_{sv.h}$ és $r_{hv.s}$ a parciális korrelációs tényezők, amelyek jól használhatók a halmaz szemalakjának jellemzésére. A parciális korrelációs tényezőnél az indexben ponttal választottuk el azt a tengelyméretet, amelyik,a regresszió vizsgálatnál állandóként szerepel . A vizsgálati eredmények ábrázolásánál a gömböt megközelítő szemcsék magas $r_{hs.v}$, $r_{sv.h}$, illetve $r_{hv.s}$ értékkel, a lapos korong alakú szemcsék magas $r_{hs.v}$ és sokkal kisebb $r_{sv.h}$, $r_{hv.s}$ értékkel szerepelnek. A három koordinátával ábrázolt eredmények jól kijelölik a korong alakú, zömök és megnyúlt szemcsék tartományát (3. *ábra*).

3. A vizsgálati eredmények értékelése

A kisalföldi Duna-szakasz mintáinál (*I. táblázat*) jobb szilárdságúak a kirakodók, a hordalék meder üledékei, továbbá a felsőpleisztocén kavicsbányák anyagai. Ezeknél a szétmorzsolódási és aprózódási veszteség alacsony. Fúrásos feltárásokból származó mintáknak a talajvíz környezeti hatása következtében magasabb az aprózódása. Legalacsonyabb szilárdságú az idős negyedkori kőzetanyag. A szilárdságot ezeknél az anyagoknál a gyengébb megtartású mállott arkóza, homokkő, mészkő, kloritpala, csillámpala, fillit befolyásolja.

A visegrádi szoros, Pesti-síkság, alföldi Duna-szakasz mintáinál (*I. táblázat*) magas magmás kőzettartalom, mállott anyagok határozzák meg a Hummel féle szilárdságot. Legmagasabb a szétmorzsolódás a nagymarosi középső pleisztocén, továbbá a Budapesttől D-re elhelyezkedő kavicsbányák mintáinál, amelyek fedőanyaga felsőpleisztocén, alatta középső pleisztocén anyag települ. Legala-



3. ábra. A Duna kisalföldi (1. XX f/2, 2. XVIII f/1, 3. Feketeerdő kb, 4. Halászi kb, 5. XIV f/3, 6. XII f62, 7. IX f/5, 8. XIX f/6, 9. XV f/6, 10. XIII f/10, 11. XIII f/7), alföldi (miocén (1), hordalék (2), pliocén (3), felső-alsó pleisztocén (4), Bp-től D-re felsőpleisztocén (5), Bp-től É-ra felsőpleisztocén (6)), Rába-völgy (Ikva 1, Rábca 2, Répce 3, Gyöngyös 4, Rába 5, Kemeneshát 6), a Dráva üledékanyaga (Gyékényes 1, S.udvarhely 2, Bélavár 3, Berzence 4), Bakony (Lesence-p. 1-3, Karmacs 4, 5, Salföld 6, Kisörs 7) vizsgálati halmazában foglalt szemcsék gömbalakúsága

Fig. 3. Roundness of particles in the samples of Small Hungarian Plain (1. XX f/2, 2. XVIII f/1, 3. Feketeerdő kb, 4. Halászi kb, 5. XIV f/3, 6. XII f62, 7. IX f/5, 8. XIXf/6, 9. XV f/6, 10. XIII f/10, 11. XIII f/7), Great Hungarian Plain (Miocene (1), deposit (2), Pliocene (3), Upper-Lower Pleistocene (4), Upper Pleistocene S to Budapest (5), Upper Pleistocene N to Budapest (6)), Rába-valley (Ikva 1, Rábca 2, Répce 3, Gyöngyös 4, Rába 5, Kemeneshát 6, Dráva deposits (Gyékényes 1, S.udvarhely 2, Bélavár 3, Berzence 4), Bakony (Lesence-p. 1-3, Karmacs 4,5, Salföld 6, Kisörs 7)

Dunai üledékek vizsgálati eredményei
Results of aggregate tests of Danube river gravels

1. táblázat – Table 1

Mintavételi hely (mederanyag, kavicsbánya, természetes feltárás, fúrásos feltárás)	Aprózódási veszteségek (m%)				
	Hummel (aH)		Los Angeles (aLA)		
	Vizsgálati halmazok d(mm)				
	5–8	4–32	5–8	8–12	8–20
1. Mederanyag, kirakodók mintái: Vének, Gönyü, Komárom-Szőny, Almásneszmély 1734, 1709 fkm	37,5	12,0	24,5	26,9	31,5
2. Kavicsbányák (óholocén–felsőpleisztocén) Feketeerdő, Jánossomorja, Kunsziget, Halászi, Mecsér, Lébény, Abda	39,6	12,7	25,9	28,2	32,0
3. Kutatófúrások (holocén-felsőpleisztocén) Mosoni-Duna mindkét oldalán, Pilismarót térsége	40,4	14,4	25,9	28,8	32,5
4. Kutatófúrások (felsőpleisztocén): Lébény–Jánossomorja térsége	41,6	15,2			
5. Kavicsbányák (alsó-középső pleisztocén)					
Hegyeshalom		14,3	24,4		32,0
Hegyeshalom zúzott kavics		16,8	24,3		32,0
Győrszabadhegy	40,5	12,9	30,2	31,0	35,0
6. Kutatófúrások (alsó-, felsőpleisztocén)					
Bőnyrétalap		12,9	26,8		
Bana		15,1	27,8		
Ács		11,2	24,2		
7. Mederanyag, kirakodók mintái: Nagymaros, Bp.Árpád-híd, Verőcemaros, Adony, Solt, Ordas	37,3	13,4	25,8	29,3	32,9
8. Kavicsbányák (felsőpleisztocén): Kisoroszi, Dunakeszi, Csepel, Sződ, Budakalász, Dunaharaszti, Pócsmegyer, Káposztásmegyer	41,6	15,5	26,5	30,1	34,2
9. Feltárás (középső pleisztocén): Nagymaros	43,1	22,8	36,8	42,6	45,0
10. Feltárás (középső pleisztocén): Kisszentmihály		15,8			37,6
11. Kavicsbányák, feltárások (pliocén): Cinkota, Rákoscsaba, Vecsés		15,7	28,0	31,0	35,7
12. Kavicsbányák, feltárások (pliocén): Rákoskeresztúr, Pestlőrinc		16,0	32,1	35,2	39,0
13. Kavicsbányák (miocén): Csomád Magos-h., Törökbálint Anna-h.		13,2	26,5	28,1	31,1
14. Kavicsbányák (felső-alsópleisztocén): Alsónémedi, Ócsa, Kiskunlacháza, Bugyi, Dunavarsány, Délegyháza, Szalkszentmárton		16,3	28,1	31,0	34,2
Elemzések száma – Number of analyses	90	231	109	44	94

csonyabb szétmorzsolódású a mederanyag és a kirakodók üledéke. Hasonló a miocén kavicsokat feltáró csomádi, törökbálinti bányák anyaga.

A Los Angeles vizsgálatok kapcsán kitűnik, hogy magas aprózódású a nagymarosi középső pleisztocén, és a Budapest K-i övezetében elhelyezkedő felsőpliocén kavics, továbbá a Budapesttől D-re üzemelő bányák anyaga, amelyeket felsőpleisztocén kavics fed, alatta pedig idősebb üledék települ. Az aprózódást meghatározza a különböző magmás (piroxénandezit, zöldamfibolos piroxénandezit, oxiandezit, hipersztHénandezit és tufáik), üledékes (márga, durva mészkő, stb.) és az átalakult kőzetek (fillit, csillámpala, stb.) részesedése, és azok megtartása (mállottsága). Felső pliocén üledékek kvarcit tartalma jelentős, a rideg (kvarcos) jellemzőik fokozott mértékű aprózódást okoznak.

Alacsony aprózódása (jobb szilárdsága) van a mederanyagoknak és a kirakodók üledékének, valamint a miocén kavicsbányák anyagának.

A Rába és mellékfolyói, azaz a nyugat-magyarországi kavicstakaró durva üledékeit az jellemzi, hogy a Rába völgye DNY–ÉK irányban párhuzamos vetőpászták között süllyedt le, így nem egységes a kavicstakaró. A Pinka, Gyöngyös, Rába, Répce, Ikva teraszos völgyeket mélyített. Hordalékukat kvarc, kvarcit, néhány m%-ban üledékes kőzetek, 15–50 m%-ban metamorfitok alkotják, továbbá alpi övezeti lehordású hordalék ismerhető fel. A különböző pleisztocén képződmények magasabb aprózódású, gyengébb minőségű változatokat tartalmaznak (*II. táblázat*).

A Drávánál és mellékpatakjainál a kavicstestek széles árokszerű teraszos völgyben helyezkednek el. Hordalékuk alpi eredésű. Összetételükben különböző keletkezésű kvarcit (egynemű, tömött, likacsos, korrodált, rétegzett, szemcsés), üledékes kőzetek (mészkövek, homokkövek), metamorfitok (kvarcitpala, grafitos kvarcitpala, kloritpala, leukofillit) vesznek részt. Alárendelt a magmás anyagok részesedése (gránit, diorit, granodiorit), savanyú eruptívumok. Az üledékes és átalakult kőzetek közel 50 m %-os részesedésűek. Ásvány-kőzettani vizsgálatok és elemzések eredményei szerint jó megtartású és mállott anyagokat különböztethetünk meg.

A Hummel féle szilárdsági jellemző értékek kis mértékben különbözőek. Nagyobb aprózódást a gyékényesi, somogyudvarhelyi feltárások mintaanyaga mutat. Szintén magas az aprózódása a gyékényesi fúrások, valamint a berzencei feltárások anyagának is (*II. táblázat*).

A Déli-Bakonyhoz tartozó Lesence-patak K-i övezetében a durva üledék (felsőpannóniai kavics) a nóri fődolomitra települ, mintegy 17–20 m-es összletben. Fedő képződményei homokok, agyagok. E minták kvarcitpala, fillit tartalma jelentős mértékű.

A Karmacs térségi durva törmelékes üledékek nagy területen tanulmányozhatók. Ezek felsőpannóniai képződmények, ahol dolomit a fekükőzet. A vizsgált minták bazalt, bazalttufa, salakos bazalt, finomszemcsés, hézagos tömött mészkő, kvarcitpala összetételűek.

Salföld környezetében a pannóniai kavics 10–30 m vastagságú. A peremi részeken kvarchomokkő, kvarcit, konglomerátum anyagú az összlet, illetve viszonylag magas a bazalttufa, salakos bazalt tartalma.

Rába, Dráva, Ipoly és mellékfolyói, valamint Déli-Bakony térségi üledékek vizsgálati eredményei
Results of aggregate tests of Rába, Dráva, Ipoly rivers and Southern Bakony gravels

II. táblázat – Table II

Mintavételi hely (mederanyag, kavicsbánya, természetes feltárás, fúrásos feltárás)	Aprózódási veszteségek (m%)				
	Hummel (aH)		Los Angeles (aLA)		
	Vizsgálati halmazok d(mm)				
	5–8	4–32	5–8	8–12	8–20
Rába és mellékfolyók (pleisztocén)					
1. Szil, Rábakecöl (Rába)		21,2	32,0	35,2	38,2
2. Szárföld kavicsbánya (Rábca)		17,7	32,4	33,8	38,2
3. Kapuvár, Babót, Himód, Meggyespuszta, Mesterháza kavicsbányák (Répce)		20,2	34,8	36,6	40,7
4. Szombathely (Gyöngyös)		27,2	41,8	50,4	59,6
5. Pereszteg kavicsbánya (Ikva)		22,1	34,0	35,6	38,6
6. Csempeszkopács kavicsbánya (Sorok)		19,4	32,6	36,4	38,2
7. Ostffyasszonyfa kavicsbánya (Kemeneshát)		20,6	36,3	37,9	41,4
Elemzések száma – Number of analyses:		35	11	12	12
Dráva és mellékpatakjai (középső-felsőpleisztocén)					
8. Gyékényes kavicsbánya		17,1	27,0	28,3	35,5
9. Gyékényes kutatófúrások	39,9	15,4	29,9		37,3
10. Berzence kavicsbánya		15,5	29,0	32,2	36,0
11. Somogyudvarhely kavicsbánya		16,8	26,7	30,2	35,8
12. Bélavár kavicsbánya		15,4			
13. Barcs kirakodó			27,0	33,2	
Elemzések száma – Number of analyses:	2	27	6	5	7
Déli-Bakony térségi (pannóniai) üledékek					
14. Lesence-völgy kavicsbányák	35,9	10,8	22,1		
15. Lesence-völgy fúrásos feltárás	38,4		22,5		
16. Karmacs kavicsbánya	55,0	26,5	47,4	46,2	49,4
17. Salföld kavicsbánya	42,3		25,9		
18. Kisörs kavicsbánya	50,2		36,0	36,4	
Elemzések száma – Number of analyses:	14	5	14	2	2
Ipoly medence üledékanyaga					
19. Letkés, Ipolytölgyes, Balassagyarmat, Őrhalom mederanyag, kavicsbányák, (holocén–felsőpleisztocén)	41,3	15,0	28,8		33,4
20. Ludányhalászi kavicsbánya felsőpleisztocén	47,4	20,2	35,2		38,0
21. Karancslapujtő kavicsbánya (miocén)	50,8	21,2	41,2		38,6
Elemzések száma – Number of analyses:	5	6	5		5

A Kisörs térségi rétegek ugyancsak pannóniai üledékek, amelyek bazalttufa, salakos bazalt, homokkő, kvarcitpala összetételűek.

Alacsony aprózódást mutattak a Lesence-völgyi, ettől magasabbat a Kisörs, Salföld környéki és kiugróan magasat a Karmacs térségi minták. A szilárdsági jellemzőkben tükröződik a Lesence-völgyi kavicsüledékek kvarc, kvarcit, a Káli-medence térségi (Kisörs, Salföld) bazalt, bazalttufa, homokkő, Karmacs térségében a karbonátos anyag hatása a tömegveszteségek alakulásában. (*II. táblázat*).

Az Ipoly és a Zagyva üledékénél a kvarcit kőzeteket mintegy 30–60 m%-ban különböző egyéb keletkezésű anyagok egészítik ki. Az Ipoly hordaléka andezit, andezittufa, dácit, dácittufa, kloritpala, fillit, stb. Karancslapujtő miocén üledékében kvarc, kvarcit, kvarcitpala, csillámos kvarcitpala és fillit volt meghatározható.

A Zagyva hordaléka kiegészül bazalt, bazalttufa, salakos bazalt, agyagpala, mészkő anyagokkal.

Legmagasabb aprózódású volt a miocén (karancslapujtői) kavicstelepülés. A negyedidőszaki üledékek aprózódási vesztesége viszont alacsonyabb értékű. (*II.* és *III. táblázat*).

Az ásvány-kőzettani alkotók szerepét hangsúlyoztuk az eddigiek során, amelyek adott esetben jelentős mértékben meghatározzák a szilárdsági jellemzőket. Kutatásaink azt mutatták, hogy halmazban foglalt szemcsék alakjának szerepe sem elhanyagolható. Ennek bizonyítására a Duna alföldi szakasza, mellékfolyói (Rába, Dráva), továbbá a Déli-Bakony üledékeinek vizsgálatait mutatjuk be. A szemcsék főméreteiből (h, s, v) meghatározott parciális korrelációs jellemzők segítségével a halmazokban foglalt szemcsék alakmegoszlását szemléltetjük. A 3. *ábrán* a különböző mezők a korong (I.), zömök (II.) és megnyúlt (III.) tartományba eső vizsgált halmazok értékelési eredményeit szemléltetjük. Magasabb az aprózódása – azonos kőzetösszetétel figyelembe vételével – a megnyúlt, korong alakú, halmazoknak.

A Felső-Tisza kutatási területén vékony, 1–2 m fedő alatt óholocén, felsőpleisztocén durva üledékek helyezkednek el. Kőzettanilag a kvarcitok mellett dácit, dácittufa, andezit, andezittufa, riolit, riodácit, andezitporfír, gránit határozható meg. Az üledékes kőzeteket homokkő, homokkőkvarcit, az átalakultakat kvarcitpala, csillámos kvarcitpala, fillit, kvarcfillit, leukofillit, kloritpala és gneisz képviseli.

A vizsgálatok alapján a magmás kőzetváltozatok mállott, hasadozott plagioklászt és színes ásványokat tartalmaznak, melyeknél a hajszálrepedéseket limonit tölti ki.

Jelentős az aprózódás a tiszai kirakodók, kutatófúrások üledékeinél, magasabb a Szamos üledékeinél. Nagyobb Los Angeles aprózódási veszteségű a tiszai kutatófúrások anyaga és a Szamos üledéke. Az így mutatkozó alacsonyabb szilárdságot a magmás és átalakult anyagok nagyobb mennyisége magyarázza (*III. táblázat*).

A Sajó és a Hernád folyók üledékeinek vizsgálatainál azt tapasztaltuk, hogy gránit, kristályos pala, kárpáti homokkő, mészkő, vulkáni anyagok a megha-

A Tisza és mellékfolyói, Bükkalja vizsgálati eredményei
Results of aggregate tests of Tisza river and its tributaries, Bükkalja gravels

III. táblázat – Table III

Mintavételi hely (mederanyag, kavicsbánya, természetes feltárás, fúrásos feltárás)	Aprózódási veszteségek (m%)				
	Hummel (aH)		Los Angeles (aLA)		
	Vizsgálati halmazok d(mm)				
	5–8	4–32	5–8	8–12	8–20
Felső-Tisza és mellékfolyói					
1. Kirakodó, Tiszacsécse, Tiszabecs, Milota, óholocén, felsőplesztocén, Tisza	32,8	13,3	25,4		28,7
2. Kutatófúrások, Barabás, Beregsurány, Milota, Magosliget, Uszka (óholocén), (felsőpleisztocén), Tisza	44,7	14,4	28,6		31,9
3. Kutatófúrások Túristvándi (óholocén) (felsőpleisztocén), Túr	41,1				
4. Kavicsbánya, Rozsály (óholocén) (felsőpleisztocén), Szamos		14,7	26,4		31,6
5. Mederanyag, Csenger, recens (Szamos)	45,8	22,0			
6. Kutatófúrás, Hermánszeg, (óholocén), (felsőpleisztocén), Szamos	41,7				
Elemzések száma – Number of analyses:	7	38	11		12
Sajó-Hernád mellékfolyói					
7. Mederanyag, kavicsbánya, Szentistvánbaksa (holocén–felsőpleisztocén) Hernád, Onga, Sajó-Hernád	45,0	15,7	28,7		35,7
8. Kavicsbányák, kutatófúrások, Nyékládháza, Ónod, Muhi, Sajópüspöki (óholocén–felsőpleisztocén) Sajó	40,5	48,2	20,4	34,6	
9. Kavicsbánya, Serényfalva, (alsópleisztocén) Sajó	46,6	18,9	31,9		40,2
10. Kavicsbánya, Sajógalgóc (miocén)	43,7	20,6	31,8		39,0
Elemzések száma – Number of analyses:	10	32	27		11
11. Hatvan, Zagyva (felsőpleisztocén)	44,0	17,7	28,9	30,7	
Elemzések száma – Number of analyses	1	3	2	2	
Bükkalja üledékanyag					
12. Kavicsbánya, Noszvaj (miocén)	46,0	14,3	24,6	26,0	28,8
13. Feltárás, Noszvaj (felsőpliocén, alsópleisztocén)	50,1	18,5	26,8	30,0	32,3
14. Kavicsbánya, Eger (miocén)	49,5	20,2	31,6	32,1	34,2
15. Feltárás, Ostoros. (felsőpliocén–pleisztocén)	51,6	21,4	28,8	28,8	30,2
Elemzések száma – Number of analyses:	10	36	12	9	12
Körösök, Maros hordaléka					
16. Kavicsbánya, Ártánd (felsőpleisztocén)	41,6	15,4	28,4	32,3	35,7
17. Kavicsbánya, Lökösháza (felsőpleisztocén)	42,8	14,0	29,2	31,1	39,7
Elemzések száma – Number of analyses	4	12	4	4	4
Elemzések száma összesen – Summarized number of analyses	32	121	56	13	41

tározó kőzetösszetevők a különböző kvarc-kvarcit mellett. Ezek holocén, pleisztocén végi üledékek a sajógalgóci miocén kivételével. A kavicsmező anyagát mállott andezit változatok alkotják limonitos alapanyaggal, repedések mentén szericitesedett elváltozással, illetve színesásvány társulással. A mállott kvarcporfir kis mennyiségű biotitot, ortoklászt, – részben szericitesedetten – tartalmaz. A gránátos gneisz hajszálrepedései limonit kitöltésűek, az amfibolitban a földpátok mállottak.

Az üledékek Hummel-féle aprózódása mindkét részhalmaz esetében viszonylag alacsony, mivel minimális eruptív anyagúak, hiányzik a homokkő, kevés a mészkő bennük. A kavicsbányák, fúrásos minták szétmorzsolódása magasabb. Sajógalgóc miocén üledéke ridegebb kőzetösszetevői következtében az említetteknél alacsonyabb értékű aprózódást mutat. A kutatófúrásokkal feltárt holocén, felsőpleisztocén települések Los Angeles aprózódása szintén viszonylag alacsony. A Bükkaljához tartozó Ostoros környezetében felsőpliocén durva üledékeket vizsgáltunk. Ezek a minták riolit, riolittufa, andezit, andezittufa, diabáz, agyagpala, mészkő, stb. tartalmúak. A pleisztocén üledékek riolit, andezittufa, agyagpala, fillit, kvarcfillit összetételűek.

Az egri középső miocén üledék összlet mintegy 70 m%-ban kvarc és kvarcit, amorf anyag, továbbá kvarcitpala, homokkő, riolit, riolittufa, fillit, márga, kristálytufa tartalmú. A noszvaji minták alsómiocén riolit, riolittufa, riodácittufa, kvarcporfír, csillámpala, fillit összetételűek. A felsőpliocén–alsópleisztocén minták pedig márga, homokos márga, agyagpala tartalmúak.

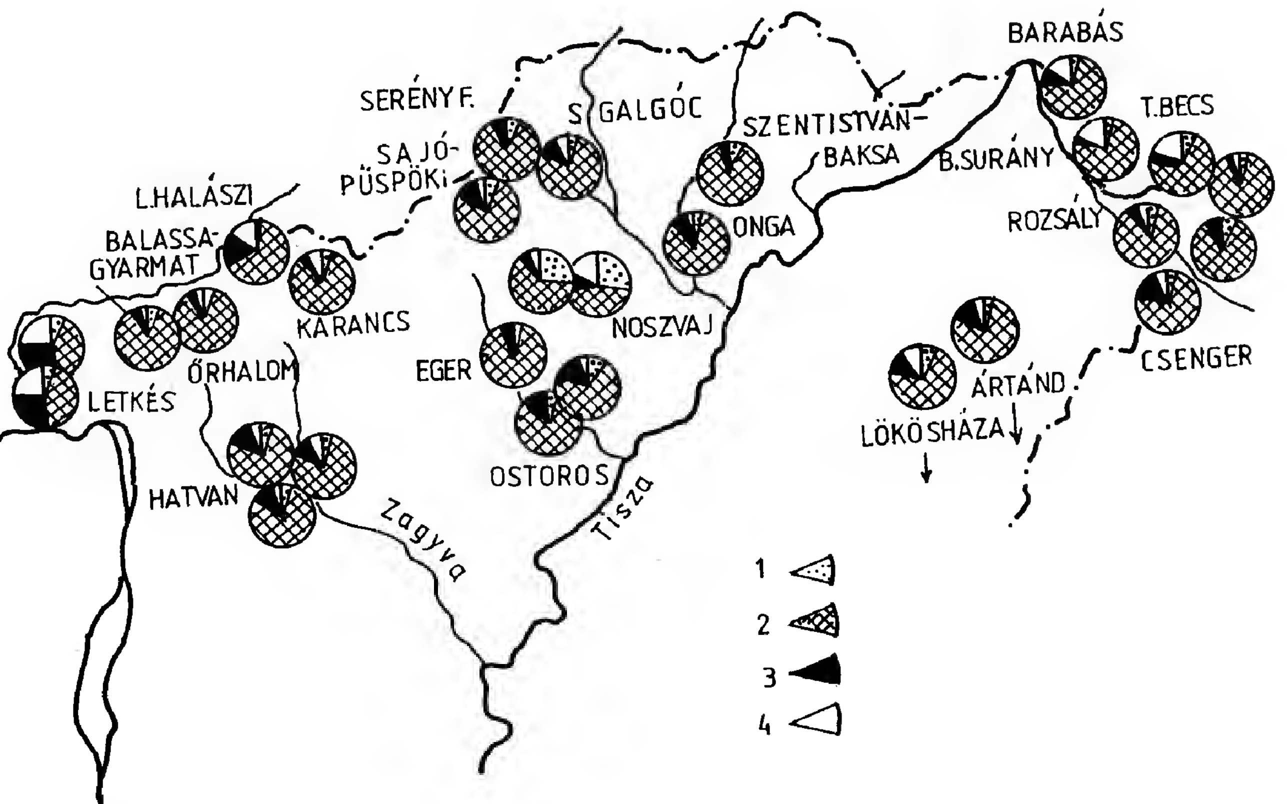
Legalacsonyabb szétmorzsolódása volt a noszvaji alsómiocén, legnagyobb az ostorosi felsőpliocén és pleisztocén üledékeknek. Lényegében a Hummel vizsgálatoknál említettnek megfelelően alakul a Los Angeles aprózódási veszteség is.

Az Ártánd, Lökösháza térségi durva üledékeket (Dél-Tiszántúl) a magmás kőzetek kavicsai. Az ártándi mintákban porfír, granodiorit, andezit, andezittufa, dácittufa, gránit, melafír, dácit, bazalt, stb. fordul elő. A metamorf kőzeteket kloritpala, gneisz, kvarcitpala, stb. képviseli nagyobb tömegben a Lökösháza térségében levő összletben.

Vékonycsiszolati kimérések szerint a magmás anyagok biotit, amfibol, piroxén, stb.-jei különböző mértékben mállottak. A mintákban klorit, limonit, szericit, agyagásványt tartalmazó elváltozások figyelhetők meg, sőt mállott átalakult kőzetek is előfordulnak.

A 4–32 mm szemnagyságú anyag Hummel szétmorzsolódása magasabb az ártándi minták esetében, míg a 4–8 mm-es halmaz Lökösháza üledékeinél magasabb értékű.

A Los Angeles vizsgálatok eredményeinél tapasztalt szórások a kőzetek megtartási állapotával magyarázhatók, míg az aprózódási veszteségek átlagértékei közel azonosak, melyeknél a vizsgálati eredmények szórásai igen nagyok. Kitűnik, hogy a vizsgált durva üledékek a Felső-Tisza, Sajó-Hernád, Bükkalja és Dél-Alföld kavicsmezőiben változó mennyiségben tartalmaznak különböző megtartási állapotú kőzeteket. Csenger (Szamos), Barabás (Tisza) Sajógalgóc (miocén), Sajópüspöki (Sajó), Ostoros (felsőpliocén), Ludányhalászi (Ipoly), Karancslapujtő (miocén) minták vizsgálati eredményei ennek megfelelően alakulnak, magas aprózódási vesz-



4. *ábra*. Halmazfizikai jellemzőket befolyásoló kőzetváltozatok részesedése. 1. amorf, 2. jó megtartású, 3. mállott, 4. egyéb törmelékes üledék (Ipoly, Zagyva, Sajó-Hernád, Felső-Tisza és mellékfolyói)

Fig. 4. The ratio of rock types which influence the aggregate strength. 1. amorphous, 2. moderately-weathered, 3. weathered, 4. other detrital particles (Ipoly, Zagyva, Sajó-Hernád, Upper Tisza and their tributaries)

teséget mutatva (*II, III. táblázat*). E minták összetételét a 4. *ábra* szemlélteti, jól magyarázva az aprózódási veszteségek különbségeit.

Irodalom – References

BADINSZKY P. (1984): Az építőanyag-bányászatban együttesen előforduló ásványi nyersanyagok – Szilikáttechnika. 23. pp. 82–87.

BERNÁTH Z. – KARÁCSONYI S. (1979): A kavicskutatás minőségi jellemzőit befolyásoló tényezők – Szilikáttechnika. 18. évf.

ERDÉLYI M. (1967): A Duna-Tisza közének vízföldtana – Hidrológiai Közlöny. 47. pp. 331-340.

FODOR T.-né – KLEB B. (1986): Magyarország mérnökgeológiai áttekintése. MÁFI kiadvány. 199 p.

FRANYÓ F. (1967): A negyedkori rétegek vastagsága a Kisalföldön – F.I. Évi J. 1965-ről. pp. 443–458.

LÁNG S. (1955): A Duna Kárpáti vízgyűjtő területének felszíne – Hidr.Közlöny. 35. pp. 45-54.

Magyarországi kavicselőfordulások anyagának halmazszilárdsága, különös tekintettel a negyedidőszaki képződményekre. BME ÁFT. Kutatási jelentés. Budapest. 1991. K-64. 544 p.

MOLNÁR B. (1966): Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön – Földtani Közlöny XCVI. pp. 403–413.

PÉCSI M. (1980): A Pannóniai medence morfogenetikája – Földr. Értesítő. 28. pp. 105–127.

RÓNAI A. (1983): A negyedidőszak kőzettani formációi – Ált. Földtani Szemle. 14. pp. 125–132.

SOMOGYI S. (1961): Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata – Földr. Közlemények. 9. pp. 25–50.

SÜMEGHY J. (1953): Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései – F.I. Évi J. 1951-ről. pp. 83–109.

VITÁLIS Gy. (1957): Magyarország földtana. Budapest. 306 p.

A kézirat beérkezett: 1995. IX. 6.

Földtani Közlöny 126/1, 131–153 (1996) Budapest

Hírek, ismertetések

In memoriam Szabó Péter

(1934–1995)



1995. január 23-án, hétfőn délelőtt 10 órakor helyezték el hamvait a kelenföldi Szent Gellért plébániatemplom altemplomában. Éppen ott járt, a templom plébánosánál, barátjánál, akinek a templom építése során szakértői segítője volt. Onnan távozott december 23-án délután, amikor autójában rosszul lett s utóbb – Budapesten, január 1-jén – a kórházban meghalt. Friss, fürge léptű, aktív ember volt teljes életében. Soha nem volt beteg. Sokat, mondhatni folyvást dolgozott, de az nem fárasztotta, hanem kedvét lelte benne s ezt – ha szóba jött – hangoztatta is.

1934. november 6-án született Budapesten. A Sándor utcából a szomszédos Horánszky utcába járt gimnáziumba, majd 1953 őszétől néhány utcával odébb, a másik irányba, a Múzeum körútra, az Élet- és Földtudományi (azóta ismét Természettudományi) Kar geológus szakára. Itt kapta meg diplomáját 1958. januárjában s kapott alkalmazást az Egyetemi Földtani Intézetben egy évre. Három évfolyamtárs dolgozott ott akkor az Akadémia alkalmazásában, mindhárom a szakma jelese lett. Amikor az egy év lejártával ez az egyébként csekély fizetéssel járó gyakornokság megszűnt, már ismertté vált, bár kéziratban maradt szakdolgozatával és publikációval[1] a háta mögött élt a kínálkozó lehetőséggel és az AGROTERV alkalmazásába állt. Csakhamar megkedvelte a mérnökgeológiát, talajmechanikát és a tervezőintézeti munkát. A mezőgazdaság ismételt nagyüzemesítése hosszantartó konjunktúrát hozott a vállalatnak s ő ebben megtalálta nemcsak megélhetési forrását, hanem a hivatásszerű munkálkodás kielégítő érzését is. Ekkoriban alapított családot, ami további serkentést adott amúgyis eleven aktivitásának.

Amikor státus kínálkozott, maga VADÁSZ Elemér professzor hívta vissza őt az egyetemi intézetbe, a tudományos munkáért felajánlott fizetés azonban már nem lehetett komoly csábítás a megtalált igazi munkaterület ellenében. Az egész ország volt a munkaterülete!

1 A klasszikus villányi szelvény üledékföldtani újravizsgálata – Eötvös L. Tudományegyetem Földtani Intézet, szakdolgozat, 1957.
A Csabrendek Cn 211. bauxitkutató fúrás - Földtani Közlöny LXXXVIII. 1958. pp. 332–336., 2 ábrával

Sűrűn be kellene pöttyözni az ország és Budapest munkatérképét, ha ábrázolni akarnánk, hol mindenütt voltak munkái. Idő múltával előrehaladt a ranglétrán is, vezetője lett részlegének s Ázsiában és Afrikában kapott rövidebb időtartamú szakértői feladatokat.

A gazdasági hanyatlás a vállalatot is kikezdte s akkor a privát szférába lépett át. Itt is sikeres volt, menedzserként még inkább kitűnt eredményessége. S az utóbbi mintegy hat év eredményeit nem csak saját boldogulására használta fel, hanem mecénásként közcélú támogatásra is áldozott. Korunkban és körünkben csaknem száz éve – SEMSEY és PAPP Simon voltak szakmánk mecénásai – példa nélkül bőkezűen és a legteljesebb önzetlenséggel támogatta a Magyarhoni Földtani Társulatot, a Mérnöki Kamara geotechnikai tagozatát, tanulmányutakat tevő fiatal szekembereket és egyetemi hallgatókat, templomot–plébániát. Bennünket illetően e körben is kiemelkedik a még csak a közelmúltban[2] Videfalván leleplezett márványtábla, amelynek költségeit ő fedezte. A Losonc melletti Videfalván született ugyanis a társulat megalapításának ötlete a KUBINYIak kúriájában, amelynek falán ezt a tényt a márványtábla hirdeti.

A múló évtizedeken át mit sem fakult benne a zene magas régiói iránti igény és a természet szeretete. Gyermeki és ifjúi kedélyét, tiszta jellemét mindvégig fő jellemzőiként ismertük. Szakembernek és embernek egyaránt kiváló kollégánk, tettrekész és tevékeny, derűs, mosolygós, széles körben rokonszenvet ébresztő – és éppen nyugdíjba készülő – geológus távozott személyében örökre.

KASZAP András

Kárpáti Lajos

(1932–1995)



1995. július 3-án kísértük utolsó útjára a Megyeri temetőbe (Újpest-Káposztásmegyer) KÁRPÁTI Lajos kollégánkat.

Uradalmi mezőgazdasági munkás apa családjába született Göllén 1932. V. 21-én. Maga is korán munkába állt, míg utóbb megnyílt előtte a tanulás lehetősége s 1952-ben szakérettségit tett. Somogyból érkezett abban az évben a Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakára. Pátriája elkötelezett fia, harcsabajszú, mokány Koppány-ivadék maradt élete fogytáig.

Minden idők legnépesebb geológus évfolyamának volt tagja. A vas és acél országa számára vettek fel bennünket akkor, ötvenünket, a felemelt ötéves tervhez. S ha a koncepció csakhamar megváltozott is, ő harmincnyolcadmagával végzett 1956 őszén.

VITÁLIS Sándornál, az alkalmazott földtan professzoránál vízföldtani szakdolgozatot írt, így az FTI-nél – akkor így hívták: Földmérő és Talajvizsgáló Iroda – a mérnökgeológián kezdte a pályát. Innen 1960. XII. 1-jén az Országos Földtani Főigazgatóságra lépett át és referálta a vízföldtant és kapcsolt részeit. 1977-től szakági főgeológus, közben

2 1994. III. 4.

három évig e mellett személyzeti osztályvezető is (1982–85). 1985. I. 1-től a Központi Földtani Hivatal kutatási főosztályán hidrogeológiai és agrogeológiai szakági főgeológus, míg nyugdíjba nem megy 1990 végén.

Megszámlálhatatlan a feladat, aminek megoldásában részt vett; a magyar föld titkait feltáró fúrások közül igen sok mélyült közvetlen közreműködésével. Erre emlékezvén hirtelen a Közraktár utcai és a gödi hévízkút jut az eszembe, ahol együtt jártunk a fúrás idején egykor s ahonnan kincset érő termálvíz fakad. 1963–64-ben Mongóliában végezte a hidrogeológus általa annyira kedvelt feladatát, a víz feltárását.

Felesége, leánya és két unokája volt számára az idő múlásával kiteljesedő családi háttér, amely munkálkodásának végső célját jelentette. 1995. június 13-án hunyt el Budapesten.

KASZAP András

Aki 10 éve hiányzik* (Dr. Kriván Pál emlékére)

"Az ember hiányát emlékekkel kell pótolni"

Hogy múlik az idő! Gyorsul az idő! – szokás mondani, pedig pontosan az ellenkezője történik: mi múlunk el (vagy ki-) az időben, részeként a nagy anyag-körforgásnak. Ki előbb, ki később!

Geológiai szempontból 10 esztendő nevetségesen csekély intervallum. A geológusok ezt különösen jól tudják. Számos élőlény szempontjából viszont elérhetetlen 10 esztendő megélése.

Sajnos az utóbbi idők hazai népességi statisztikái nagyon szomorú képet mutatnak. 10 esztendő ugyanis egy átlagos magyar férfikor egyhatoda, azaz kereken 17%-a. És ezt a tragikusan alacsony átlagos magyar férfikort sem élte meg, akiről most néhány gondolattal megemlékezem. Dr. KRIVÁN Pál a geo-társadalom KRIVÁN tanár ura, Palija, Pálja, Pablója, Paulusa, akit éppen 10 esztendeje, 1985. december 13-án kísértünk végső nyughelyére, a budai Farkasréti temetőbe. Róla van szó. Neki ez az elmúlt 10 év többet, életének kerek 18%-át jelenti, hiszen halálakor mindössze 57 esztendős volt. De folytassuk a tragikus számvetést: ha az immár stagnáló és szomorú 60 évnyi korlimitet vesszük figyelembe, akkor a magunkféle egyetemet végző ember – feltéve, hogy idejében kezdett – érettségi után, még 5 évet az egyetemen eltölt és 23 éves korában kap diplomát. Ekkorra az átlagélet 38%-a már eltelt. Az imént diplomát mondtam szándékosan és nem állást, vagy szebben: kenyeret! Ha ehhez még újabb 5 év – jószerivel – vegetálást hozzászámítunk az első tudományos fokozat megszerzéséig, akkor az már 28 éves kort jelent, tehát a prognosztizált statisztikai átlagéletkor csaknem felét! Kereken 47%-át! És ez – ahogy mondai szokás – még mindig csak a felkészülés. Persze vannak korábban-későbben érő egyedek, de mi most az átlagot vizsgáljuk és ennek alapján statisztikailag az átlag magyar a továbbiakban még dolgozhat 32 esztendőt a tárgyidőszaki 60 éves nyugdíjkorhatárt figyelembevéve. Ez várható életének 53%-a, ha megéri! És az volt a tragédia, hogy ő ezt sem élte meg. Tragikus a kép és a sors, mert gazdag, színes élete

* Elhangzott a tudománytörténeti szakosztály előadóülésén 1996. II. 26-án

ellenére mi mindentől esett el. Hol volt a békés, nyugalmas, szenvedélymentes öregség? Hol és mikor a bölcs szemlélődés? Mi van a szelid sportokkal, a sétákkal, fürdőbejárással? A horgászással, a sakkozással vagy a kártyázással? A biztosítási plakátokról lemosolygó jókarban lévő ősz nagypapák hancúrozásai az unokákkal hová lett? Mikor hozza be a sokat emlegetett kulturális restanciákat? Mikor olvassa el az évtizedek során összegyűjtött könyveket, melyek vásárlásakor már világos volt, hogy: majd a nyugdíjas években. És akkor mi van a színház-, a hangversenylátogatásokkal? És a füstbement baráti összejövetelek, meghitt beszélgetések, azokkal akikkel félszavakból is megértjük egymást?

Ezzel szemben a lábon kihordott betegségek, a betegágyban is átdolgozott napok, a ki nem vett szabadságok, az orvosi rendelő váróiban is olvasó vagy térdükön író, hajszolt, örökös időhiányban szenvedő értelmiségiek, a szükségből erőn felüli többletet vállalók a predestináltjai annak a kurta átlagéletnek. Ha mindezeket figyelembevesszük, megállapítható, hogy a legjobb üzleti vállalkozások közé sorolhatók a nyugdíjpénztárak és mindazon jelen-, és jövőbeli szerveződések, melyek a jövő biztosítása, a békés öregség, a gondtalan naplemente stb. címén gyűjtik a befizetéseket a még aktív dolgozóktól...

Az előbbiekben úgy számoltunk, hogy feltételeztük azt, hogy valaki idejében kezdhet és egyenletesen haladhat a pályán. De KRIVÁN Pál és korosztálya zömmel ezt a lehetőséget nem élvezhette. Jött a második világháború, a rendszer- és értékváltás, kinek kinek a leventeség, a katonaság, a hadifogság, a származási besorolási és egyéb ismert problémák. Olyan időszak volt, mikor az emberek igyekeztek a múltat retusálni és a jövő múltját megalapozni. Ezek miatt az említett átlagarányok a KRIVÁN Pál korosztálya számára zömmel kedvezőtlenül alakultak – számára mindenképpen!

KRIVÁN tanár úr, Pali Barátunk viszonylag rövid pályafutása ellenére mély nyomot hagyott bennünk, tevékenysége, lénye, egyénisége hiányzik! Hiányzik ez az ember ma is, 10 év után is! Hiányzik! Nemcsak családjának, barátainak, tanítványainak, hanem az egész földtannak. Korai halála sokmindentől megfosztotta őt, minket pedig Tőle! Hiányzik érdekes, szeretetreméltú egyénisége! Hiányoznak világos színei, melyek északi-szlávos külsejét adták, de ez ugyanakkor szöges ellentétben állt bővérű, mediterrán, életigenlő temperamentumával, öblös, messzezengő orgánumával. És ezt az orgánumot utánozhatatlan, világos, közérthető és mégis veretes stílussal ötvözte. Hiányzik lenyűgöző modora, rapid kapcsolatteremtő készsége, a látszólag legjelentéktelenebb dolgok iránti lelkes odafigyelése! Azonos tisztelettel és hanghordozással tárgyalt az egyszerű emberekkel, diákjaival vagy főnökeivel egyaránt, sőt talán még intenzívebben törekedett sajátmagát és tudományát elfogadtatni a laikus hallgatósággal, mint a szakmai fórumoknál.

Ez tapasztalható volt a Tudományos Ismeretterjesztő Társulat keretein belül tartott előadásai alkalmával, a diákkörök, előkészítő kurzusok agytágítóin éppúgy, mint terepi munkája közben az átlagemberekkel, a "néppel" való találkozásai során. Karizmatikus egyénisége egyaránt vonzotta a szakmabelieket és a szakmán kívülieket. Hatalmas információs anyagot tartalmazó naplói segítségével ragyogó emberábrázolásokat, jellemrajzokat alkotott, melyeket tréfásan horoszkóp-köntösbe burkolt. Sokoldalú humán műveltsége lenyűgöző volt. Mindezek a sajátosságai még akkor sem fakultak lényegesen, amikor már nyilvánvaló volt, hogy nagybeteg. Így élhettek egykoron a szabad római polgárok, amivé ő is vált, mihelyt Itália földjére lépett. Gyönyörű felvételei kíséretében rendkívüli élmény volt hallgatni útibeszámolóit, melyek a geológiai témakörökön túl, építészeti, művészettörténeti, folklorisztikai információkat is tartalmaztak lebilincselő előadásban. Hiányzik a művészhajlamú kolléga, aki találó zenekritikákat is írt, ugyanakkor nem restellt koffernyi anyagot cipelni a pleisztocénról. Erőssége volt, hogy a szá-

raz anyagvizsgálati eredményekből kiolvasta a történést és a löszbabák formagazdagságában meglátta a természet művészetét és beléjük álmodta az életet. Lázas sietséggel kereste az összefüggéseket és az ezerarcú jelenségek látszólagos káoszából szorgosan igyekezett kihámozni a rendet. Ugyanakkor képtelen volt elviselni a kereteket, a korlátokat és nemcsak a drillt, de a megszorításokat sem tűrte. Ezekre mindig hevesen reagált. Valószínű, hogy az ebből fakadó problémák, kellemetlenségek is hozzájárulhattak egészségének viszonylag korai megrendüléséhez. Az a körülmény, hogy tudományos gondolkodásában az általa képviselt változás tempója gyorsabb volt, mint a tárgyidőszaki mérvadó környezet felfogásváltozásának ritmusa, zavart és számára kellemetlenséget okozott. Pedig az egyetemi diákság ideálja már akkor nem a József Attila jóvoltából fennmaradt emlékű "Horger tanár úr, az egyetem fura ura" volt, akire a renitens költődiák verse nélkül ma ugyan ki emlékezne, hanem a KRIVÁN féle, közvetlen kapcsolatteremtő, új gondolatokat ébresztő, társkutatási stílus, mely partnerként kezeli és stimulálja a hallgatókat. Így vélem, hogy a ma, de még inkább a holnap nem nélkülözheti az ilyen típusú tanárokat, akik egyszer bizonyára fontosabbak lesznek a katonáknál, a brókereknél, de még a politikusoknál is! Sajnos a lomha, szürke közöny és a sárga irigység alkalomadtán távozásra vagy hallgatásra kényszeríti azokat, akiket nem tud, nem akar megérteni, befogadni. Pedig csak a kreatív, kiváncsi, alkotó szellemek vihetik előre az emberiséget és az ilyen típusú oktatás állja meg a helyét a jövőben. Fontos dolog a valóság tudatos és állhatatos megismerésére serkenteni a fiatalokat, hogy felismerjék azokat a jelenségeket, törvényszerűségeket, melyek ma még ismeretlenek. A metodika és a motiváció a legfontosabbak! Ezek mellett a tárgyidőszaki ismeretek, adatok, tételek csak segédeszközök, de szükségesek és mindig számolni kell azzal, hogy változó megítélést, értékelést kaphatnak az új törvényszerűségek fényében. Ez kell a XXI. században is, ez a kiváncsiság, ez a kitartó megismerni akaró makacsság, a választ váró kérdés-megfogalmazás! Mindezek azonban együtt járnak – és KRIVÁN Pál életében is reá nézve hátrányosan együtt járt – a tekintélyelv tagadásával, még ma sem kiveszett problémaként.

Fantasztikusan jó emberismerő, de inkább emberábrázoló volt! Remek-találóan tudta jellemezni a kollégákat, ragyogó megfigyelései, portréi pontosan ültek. Ugyanakkor szinte vakon hitt a Neki bajt-hozók nyájas képmutatásának. Hiányzik nekünk ez az életigenlő vidám egyéniség, nemcsak szakmailag, hanem a humanista lateiner is, aki bájos bohémséggel idézett Villon-ból vagy a Pantagrueli vidámságok könyvéből, ugyanakkor odaadó figyelemmel, részvéttel hallgatta a Neki panaszkodók sérelmeit, gondjait-bajait és azon az áron is igyekezett segíteni, hogy ez a törekvése esetenként őt hozta kedvezőtlen helyzetbe. Saját magáért viszont nem tett egy lépést sem. A főnökökel kapcsolatban, mai argóval kifejezve, "fordítva volt programozva". Mert amíg valaki hatalmon volt és árthatott Neki, azzal bátran ütközött, főleg mások védelmében, érdekében, ezzel sok hátrányt, kellemetlenséget okozva saját magának. Amikor azután az illető már nem volt potentát, a legjobb viszonyt alakította ki közöttük és nem egyszer a letűnt főnök érdekében keveredett Pálunk ellentétbe az új hatalommal. Így lett azután VADÁSZ Elemér professzor úr diszciplínáját nehezen viselő tanítványból kiváló munkatárs, oktató, a professzor emlékének legfőbb ápolójává. Senkinek nem volt nagyobb írásos és fényképgyűjteménye, mint Neki. Senki nem tudott annyi idézetet, anekdótát a hazai geológusképzés atyjáról, mint KRIVÁN Pali. És senki nem ápolta úgy módszereit, tanítási elveit, koncepcióját, mint ő. Ez is nagyon hiányzik!

Mindnyájan látjuk, tapasztaljuk, hogy nagy változások történtek az utóbbi években. Más lett a társadalom értékrendje. Bizonyos szakmák, foglalkozási ágak, melyek korábban hasznosnak, értékesnek minősültek, máról holnapra devalválódtak, elértéktelened-

tek, művelőik feleslegessé váltak. KRIVÁN Pál azonban a pleisztocénnal foglalkozott, amelyen, amelynek képződményeiben élünk, tevékenykedünk. Az ő tudománya most nagyon felértékelődött és az ezzel kapcsolatos környezeti hatások vizsgálata, manapság nagyon kelendő. Annyira, hogy még olyan tevékenységeket is finanszíroztak, melyeknek nem sok közük van a környezetgazdálkodáshoz, de homlokukon virít a környezetvédelmi szlogen. Sajnos, hogy ezt a konjuktúrát ő már nem élhette meg! Bizonyára sok mindent alkotott volna még ezen a téren is. Hasznosat! Ezért is hiányzik.

Életének utolsó évében, 1985-ben még részt vett a VADÁSZ emlékérem létrehozásában. Tavasszal még több ízben együtt mentünk le Szegedre a régiekhez. Azóta már GRASSELLY Gyula professzor sincs közötttünk. Mintha valamit sejtett volna, ekkortájt forszírozta a találkozásokat a régi szegedi gimnáziumi társakkal is, akik orvosok, közgazdák, vegyészek lettek. Ekkor már nagyon tudatában volt betegségének, de hősiesen viselte a műtéteket követő lassító körülményeket. Nem panaszkodott életvitelére, csak néha említette, hogy nem tud aludni, mert a szívébe épített billentyű nagyon hangosan dolgozik. Ekkor már igyekezett minden orvosi utasítást betartani. Lakásában számos kitűzött cédulán az emlékeztető, mikor mit kell bevenni, mit kell csinálni.

Életerejéből egy 1985 november végi havasesős, barátságtalan napig futotta. Akkor halhatott meg, amikor szeretett Magyarhoni Földtani Társulata, melynek sokáig főtitkára volt, éppen elnökségi, majd választmányi ülését tartotta és amikor a Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának keretein belül megalakult a Földtani Tudományos Bizottság.

Elment tehát ez a tíz év nélküle! Sok minden történt, különösen a második felében. Sok minden volt, elmúlt. De ami nem múlt el, az, hogy KRIVÁN Pál változatlanul hiányzik nekünk! És, hogy gondolatban itt van körünkben, azt mi sem bizonyítja jobban, minthogy ez a második alkalom, amikor újra nyilvánosan megemlékezünk Róla. leginkább azonban az a mércéje népszerűségének, hogy szívünkben ma is él, egykori tanítványai ma is elismerően emlegetik, kollégái, kortársai gyakran idézik – jómagam is.

Tudományos tevékenységének, életútjának méltatása szóban és írásban már megtörtént. Nem ezek ismétlése volt szándékomban. KRIVÁN Pál iskolatársam, kollégám, barátom személyiségére emlékeztem, aki intenzívebben élt, mint az átlag és rövidebb ideig is, mint az átlag és aki immáron 10 esztendeje hiányzik! Úgy hiányzik, amilyen volt!

"Manapság csaknem olyan kevesen tisztelnek valakit,
mint ahányan méltóak a tiszteletre."

DANK Viktor

Hírek – *News*

1993. II. 5-én Salgótarjánban *meghalt* dr. VÁRKONYI József, a szénbányászati tröszt nyugalmazott geológusa.
Egerben született 1932. II. 29-én, polgári iskola után kereskedelmi iskolai érettségit tett szülővárosában. Az Eötvös L. Tudományegyetem geológus szakát végezte 1952 és 1956 között. Pályáját Salgótarjánban kezdte, s mindvégig ott folytatta, a szénbányák központjában. Geológus, majd főgeológus volt. VITÁLIS Sándor alkalmazott földtani tanszékén Mátranovák–Homokterenye–Mátraszele környékének kőszénföldtani feldolgozásáról írt disszertációval szerzett doktori címet a hatvanas évek elején. A nógrádi szénmedence külfejtéses fejlesztésében voltak jelentős érdemei. Volt KISZ- és párttitkár aktív élete egyes szakaszaiban. Salgótarján temetőjében nyugszik.

Dr. CSILLAG Pál geológus, hosszú időn át a budapesti francia kereskedelmi és kulturális intézmény munkatársa, utóbb a Framarket igazgatója 1993. VII. 14-én, 64 éves korában Budapesten *elhunyt*. Hamvait VIII. 9-én a Farkasréti temetőben helyezték el.

KRISTÓ András, csíkszeredai geomorfológus, geológus, földrajztanár 1994. XII. 15-én *elhunyt*. Csíkszentkirályon született 1930. VI. 10-én, a kolozsvári Bolyai Egyetem földrajz-földtani szakán végzett 1954-ben. Csíkkarcfalván, Csíkszeredán és Balánbányán tanított, kedvelt iskolájában, a csíkszeredai Márton Áron főgimnáziumban 1957 és 1979 között, majd a nyolcvanas évek végétől haláláig. A természetföldrajzot tekintette fő területének, a Keleti-Kárpátok földtanát és felszínalaktanát vizsgálta. A Csíki-medencének és a környező hegységkeretnek volt alapos ismerője, publikációi is főleg e tárgykörből kerültek ki. 1955 és 1994 között, a számára mostoha körülmények folytán jobbára csak összefoglaló jellegű, leginkább népszerű cikkeket jelentethetett meg.

SZŰCS Károly geológus 1995. VI. 28-án *meghalt* Győrben. Mezőörsön született 1926. X. 22-én. A szakérettségit követően 1952-ben az Eötvös L. Tudományegyetem geológus szakán kezdte meg tanulmányait, diplomáját 1956-ban kapta meg. Előbb Nyirádon a bauxitkutatásnál, majd a Vízkutató és Fúró Vállalat győrszemerei üzemvezetőségén, végül a győri vízügyi igazgatóságon dolgozott. A győri nádorvárosi köztemetőben nyugszik.

SZEMEREY Huba geológus *temetése* 1995. IX. 29-én volt a kecskeméti új köztemetőben. 1944-ben Kecskeméten született, diplomáját 1973-ban az Eötvös L. Tudományegyetem geológus szakán szerezte. A Földtani Intézetben, majd Salgótarjánban a Nógrádi Szénbányák Vállalatnál dolgozott. Utoljára Szolnokon, a bányakapitányság szolgálatában állt.

NAGYNÉ NAGY Brigitta okl. geológusmérnök életének 38. évében, 1995. XI. 30-án Gyöngyösön *meghalt*.

LUDAS Ferencné okl. bányageológus mérnök életének 52. évében, 1995. XII. 16-án Tapolcán *meghalt*.

1996. I. 26-án helyezték örök nyugalomra az arácsi rk. temetőben a 69 éves korában *elhunyt* P. NAGY Sándorné dr. JÓNÁS Klárát. Okleveles vegyész, a földtudományok kandidátusa, ny. egyetemi docens, a Nehézvegyipari Kutató Intézet és a Veszprémi Vegyipari Egyetem alapító munkatársa, a MTESZ Veszprém megyei szervezetének volt titkára, társulatunk veszprémi szervezetének vezetőségi tagja volt. Egész élete, munkássága Veszprémhez kötődött. 1949-től a NEVIKI legelső munkatársaként az intézet megszervezésében, majd kutató-

munkájában, 1954-től míg nyugdíjba nem ment (1981) az egyetem Általános és Szervetlen Kémiai Tanszékén a vegyészmérnökhallgatók oktatásában és a tanszéki kutatásokban vett részt.

Tudományos minősítések 1994-ben:

KORDOS László (MÁFI): *Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája* c. értekezése alapján a földtudomány *doktora*.
SZÖŐR Gyula (KLTE): *Termoanalitikai, kemofáciestani, paleobiogeokémiai megoldások* c. értekezése alapján a földtani tudomány *doktora*.
EMBEY-ISZTIN Antal (Természettudományi Múzeum): *Kontinentális alkálibazaltok, alsókéreg és felsőköpeny zárványok a Pannon-medence példáján* c. értekezése alapján a földtudomány *doktora*.

...

Az MTA Doktori Tanácsa 1995. XI. 16-ra, a M. Állami Földtani Intézet dísztermébe tűzte ki BOHNNÉ HAVAS Margit: *Magyarországi miocén molluszkák biosztratigráfiai és őskörnyezeti viszonyainak vizsgálata* című *kandidátusi* értekezésének nyilvános vitáját. BÁLDI Tamásné és KECSKEMÉTI Tibor kandidátusok voltak az értekezés opponensei. A bizottság elnöke GÉCZY Barnabás, az MTA r. tagja, titkára MONOSTORI Miklós kandidátus, tagjai GALÁCZ András, JUHÁSZ András, BODA Jenő, KÓKAY József és BÓNA József kandidátusok voltak.

HORVÁTH Gergely (ELTE): *Nógrád megye domborzattípusai* c. értekezése alapján a *földrajztudomány* kandidátusa.

HAJDÚ MOHAROS József (Balaton Akadémia): *Románia tájföldrajzi beosztása* c. értekezése alapján a *földrajztudomány* kandidátusa.
KIS Éva (Földrajztudományi Kutatóintézet): *Granulometriai módszerek alkalmazása a magyarországi löszök összehasonlító vizsgálatában* c. értekezése alapján a *földrajztudomány* kandidátusa.

...

A Földtani Közlöny 1989. évi 4. számában közölt lista (p. 435.) folytatásaként most közzétesszük az Eötvös Loránd Tudományegyetem az 1990-ben és az azóta végzett *geológusok* névsorát:

1990

1. BALÁZS Péter
2. CSALAGOVITS Imre
3. HIPS Kinga
4. NAGY Ágoston
5. PATAKI Zsolt
6. PAVELKO Imre
7. SIMON Imre
8. SZABÓ Attila
9. SZOLDÁN Zsolt
10. TÓTH Tamás

1991

1. BENKOVICS László
2. DRAHOS Enikő
3. DULAI Alfréd
4. GELENCSÉR Margit
5. GERNER Péter
6. JUHÁSZ Katalin Judit
7. MAGYARI Árpád
8. MÁTÉ Endre Károly
9. PALOTÁS Klára
10. PÉCSI Zoltán
11. ROSTA Éva Katalin
12. SUBA Zsuzsanna
13. SZABÓ Attila
14. SZARKA András
15. SZŐCS Teodóra
16. WASCHLER Péter

1992

1. FÜLE László
2. GERMÁN Judit
3. GYÓDI Éva
4. SOMOGYVÁRI Zsolt
5. SŐREGI Dezső
6. WELSCH Róbert

1993

1. ALMÁSI István
2. BÁLDI Katalin
3. BAKACSI Zsófia

4. BERECZ András
5. DANI Zoltán
6. FOGARASI Attila
7. HALMÓCZKI Szabolcs
8. HÓDOSSY Erika
9. JORDÁN Győző
10. KATUS Magdolna
11. KIRÁLY Edit
12. KOROM Zita
13. SZŰCS Andrea
14. ZADRAVECZ Csilla

1994

1. ÁCS Zsuzsanna
2. BADA Gábor
3. CSAPÓ László
4. GYŐRFI István
5. HORVÁTH Csaba
6. HORVÁTH Erika
7. HORVÁTH Pál
8. KISS Andrea
9. KOVÁCS Gergely
10. LANTOS Zoltán
11. VARGA László

1995

1. BATA Gábor
2. BECZE Tibor Zsolt
3. KERCSMÁR Zsolt
4. KONDOROSI Gábor
5. KOVÁCS Attila
6. KÖHLER Artúr
7. NÉMETH Károly
8. PAPP Tamás István
9. POSTA Miklós
10. SALÁNKI Zoltán
11. TEMESVÁRI Andrea
12. THIERRY Tibor
13. VASS Tibor

...

1992. VI. 27-én az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület alapításának 100. évfordulója alkalmából Miskolcon, az egyetem nagy aulájában tartott díszközgyűlésen az 1967-ben alapított *Zsigmondy Vilmos emlékérmet* posztumusz adományozta PAPP Simonnak.
Az egyesület elnöksége a 79. közgyűlés határozata alapján a következő indoklással adományozott: Dr. PAPP Simon okl. geológusmérnök volt tagtársunknak, a magyar olajbányászat megteremtőjének, egyesületünk volt elnökének, tisztelegve emléke előtt. Ő munkássága alatt részt vett *az erdélyi földgázterületnek*, az *egbelli* olaj- és horvátországi *bujevicai* gázmező feltárási munkálataiban, közben szén- és ércföldtani kutatásokat is végzett. 1920 és 1932 között a Balkánon, Kis-Ázsiában, Új-Guineában, Kanadában, az Egyesült Államokban, Németországban kutatott. Hazatérése után *a honi olajbányászat megteremtésén* fáradozott. Kezdettől fogva főgeológusként irányította a kutatásokat, majd a termelés megindulása után a megalakult *MAORT alelnök-vezérigazgatója* lett. 1944 szeptemberétől *rendes tanárként* oktatott a M. kir. József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Bánya-, Kohó- és Erdőmérnöki Karán Sopronban, az újonnan alapított *olajkutatási és olajbányászati tanszéken*, mint az olajbányászat első hazai előadója. Életének szomorú és igazságtalan éveit 1948–1955 között élte meg, rehabilitációjáról a 79. közgyűlés is megemlékezett. 1916-tól volt tagja egyesületünknek, az OMBKE dunántúli olajvidéki szakosztályának alapító elnöke volt. *Egyesületünknek* 1945–1948 között *elnöke*. Tagja volt a Magyar Tudományos Akadémiának, valamint számos hazai és külföldi egyesületnek és társaságnak. Munkásságát egyesületünk 1942-ben a *Wahlner Aladár*, 1963-ban *Zorkóczy Samu emlékérem* bronz fokozatával ismerte el.
A kitüntetést TÓTH János okl. olajmérnök, a Magyar Olajipari Múzeum igazgatója vette át.

Ugyanezen alkalommal dr. KÓKAI János tagtársunk, mint okl. bányamérnök, az egyesület kőolaj-, földgáz- és vízbányászati szakosztálya nemzetközi kapcsolatainak volt felelőse a *centenáriumi emlékérmet* kapta.

Ugyanezen alkalommal dr. BÁRDOSSY György tiszteleti tagunk, az ICSOBA magyar nemzeti bizottságának elnöke, a *centenáriumi emlékérmet* kapta.

Ugyanezen alkalommal dr. SZABÓ Elemér tagtársunk, az ICSOBA magyar nemzeti bizottságának titkára, *a centenáriumi emlékérmet* kapta.

Az 1971-ben alapított, négy szerzői kategóriára vonatkozó *nívódíjat* a Bányászati és Kohászati Lapok 1991-es évfolyamára vonatkozóan, 6000 Ft. bruttó összegben, 1992. VII. 9-én adta át a lap felelős szerkesztője. Az I. kategóriában dr. SCHMIEDER Antal okl. bányamérnök, a műszaki tudomány kandidátusa, a Központi Bányászati Fejlesztési Intézet tudományos tanácsadója kapta a díjat, *A vetőkkel szabdalt, feküoldali, lágy védőréteg működése* c. cikkéért (pp. 248-258.).

Dr. FŰKÖH Leventének, a gyöngyösi Mátra Múzeum igazgatójának *Móra Ferenc-díjat* adományozott a Magyar Köztársaság művelődési és közoktatási minisztere 1994. VIII. 20-a alkalmából, a magyar múzeumügy érdekében kifejtett kiemelkedő munkája elismeréseként.

A Magyar Tudományos Akadémia 1994-ben Akadémiai Ifjúsági Díjban (25 000,- Ft) részesítette DUNKL Istvánt, az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma tudományos főmunkatársát *A Dunántúli-középhegység bauxittelepeinek genetikája* c. pályaművéért.

...

KEDVES Miklós tudományos tanácsadót, c. egyetemi tanárt, a szegedi tudományegyetem sejtbiológiai és evolúciós mikropaleontológiai laboratóriuma vezetőjét 1994. XI. 16-án kelt levelében a Geologija c. folyóirat szerkesztő bizottsága *tagjául* kérte fel a szerkesztő és a ljubljanai Földtani Intézet igazgatója. Az 1953 óta publikált folyóirat addig megszakítás nélküli folyamban, 36 kötetben jelent meg.

1995. I. 24-én Lucknow indiai városban (Uttar Pradesh) a Birbal-Savitri alapítvány elnöke, dr. PATHAK *két kitüntetést* nyújtott át KEDVES Miklósnak:

– a Birbal Sahni Centenary Medal 1995. évi kitüntetését (ebből évente egyet adnak ki), (*1. kép*),

– a Birbal-Savitri Sahni Museum Lucknow ezüst érmét (amelyből évente többet is kiadnak) (2. *kép*).

Az American Biographical Institute, Inc. (ABI) a Five Hundred Leaders of Influence 1996-ban megjelenő 4. kiadása számára bekérte tagtársunk életrajzát és fényképét 1994 végén. Ugyanez az intézet *The 1995 Man of the Year* emlékérmét küldte meg érdemdús tagtársunknak.

Az Akadémia 1995. januári közgyűlésén a *doktori tanács* 22 tagja közé választotta STEFANOVICS Pált és PANTÓ Györgyöt. A *tudományetikai bizottság* tagjai közé választotta BALOGH Kálmánt és NEMECZ Ernőt.

A Magyar Tudományos Akadémia 1995. V. 8-án, 156. rendes közgyűlésének elején az egy évvel korábbi közgyűlés óta elhunytak között megemlékeztek BALOGH Kálmánról, a doktorok által választott *közgyűlési képviselő*ről is.

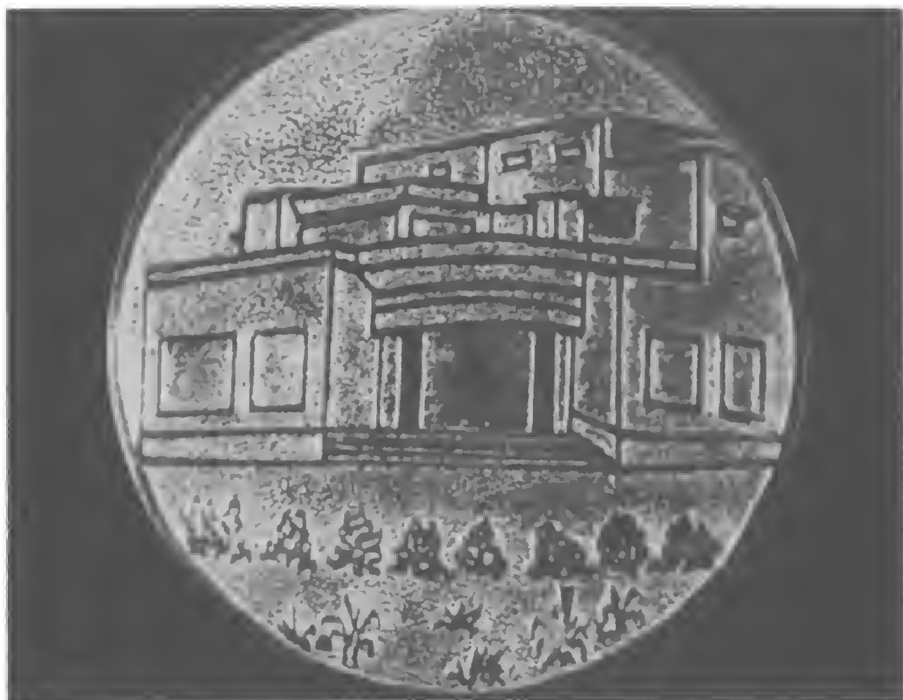
A közgyűlési szavazás eredményeként a X. osztály levelező tagjai közül DETREKŐI Ákos, PANTÓ György és MESKÓ Attila lettek *rendes tagok*.

*Külső tag*gá választották KÓNYA Kálmánt (USA), *tiszteleti tag* lett Jean DERCOURT (Franciaország) és Reinhardt JÜNEMANN (Németország).

A tagválasztás új, 1996-ban életbelépő eljárási rendjét egy négy rendes tagból álló bizottság dolgozta ki. Egyikük STEFANOVICS Pál.

A közgyűlés 15 *akadémiai díj*at szavazott meg. A X. osztályban megosztott díjat kapott SOMOSVÁRI Zsolt, a műszaki tudomány doktora, a Miskolci Egyetem bányászati és geotechnikai tanszékének professzora; JAMBRIK Rozália, a földtudomány kandidátusa, ugyanott a hidrogeológiai és mérnökgeológiai tanszék vezetője; SZILÁGYI Gábor geológusmérnök, a Központi Bányászati Fejlesztési Intézet osztályvezetője; MADAI László geológusmérnök, a Mátrai Erőmű Rt. Visonta osztályvezetője:


1


2

a bányászati vízelvonás hatására jelentkező felszínmozgások meghatározásáért.

Az Akadémiáról szóló törvény rendelkezik az *Akadémiai Kutatóhelyek Tanácsa* (AKT) létrehozásáról. Ez a választott testület irányítja az akadémiai kutatóhelyek működését. Az Akadémia 1995. januári közgyűlésén a *tanács tagjai közé* választotta MAROSI Sándort. Az AKT három *kuratóriuma* közül az első a matematikai és természettudományi, amelynek elnöke MÁRTA Ferenc r. tag s 12 tagja között van SZARKA László, a földtudomány kandidátusa, a soproni Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet munkatársa.

...

A XXII. Országos Tudományos Diákköri Konferencia természettudományi szakterületének seregszemléjét 1995. IV. 11–13-án tartották Gödöllőn, az Agrártudományi Egyetemen. Ezen a Miskolci Egyetemről geofizikus, geológus és hidrogeológus hallgatók szerepeltek a következő előadásokkal:
FEDOR Ferenc: Gyűjtőúton Észak-Európában
HORVÁTH Zoltán: Optimális átlagsűrűség-választás a gravitációs terepmérések feldolgozásához
TÓTH Zoltán — KASZÁS István: Nagy kiterjedésű CH-szennyezések vizsgálata
PLANK Zsuzsanna: Combined interpretation of different electromagnetic data in environmental geophysical application
VARGA Gusztáv: A szári bauxit-előfordulás (Szárhegy I. koncentráció) bányaföldtani ismertetése
Az előadók közül PLANK Zsuzsanna I. és VARGA Gusztáv II. díjat nyert.

...

Diplomatervük sikeres megvédése után a Miskolci Egyetem 1995. VII. 1-jén tartott tanévzáró ünnepségén a következő hallgatók vették át a bányamérnöki oklevelet:
A bányászati szakon:
1. BUDAI Ferenc
2. KÁTAI János
3. SZABÓ Miklós
4. TÓTH Zita

A műszaki földtudományi szakon:
1. BUKÓ László
2. CSÁKI Zsuzsanna
3. FETTER Zoltán
4. KASZÁS István
5. KÓNYA Tünde
6. MADARÁSZ Tamás
7. PÉTER András Elek
8. SÁNDOR Csaba
9. SZKURSZKY Zsolt
10. SZURDI Tamás
11. TISZINGER István
12. TÓTH Zoltán
13. VARGA Gusztáv

A fluidumbányászati szakon:
1. BAKÓ Attila
2. BENEDEK Lajos
3. BURJÁN Zoltán
4. DÉNES Alpár Attila
5. FÜLÖP István
6. GEÖNCZEÖL Gáspár
7. JÁSZAPÁTI István
8. JOBBÁGY Béla
9. LANC Jenő
10. MAGYAR Gábor
11. MOLDOVÁN Zsolt
12. RÓNASZÉKI Péter
13. SZIN László
14. SZŐKE Ildikó
15. VIRÁNYI Tibor

...

1995. VI. 24-én, a Miskolci Egyetem Gazdaságtudományi Karának diplomaosztási ünnepségén avatták a Miskolci Egyetem *díszdoktorává* FALLER Gusztáv okl. bányamérnököt, tagtársunkat.
Dr. h. c. dr. FALLER Gusztáv a magyar Köztársasági Érdemrend középkeresztje kitüntetésben részesült az 1995. évi bányásznapon.

1995. IX. 26-án, rendkívüli ülésen adta át a Magyar Tudományos Akadémia elnöke, KOSÁRY Domokos, a júniusban odaítélt Eötvös József koszorúkat. A nyolc kitüntetett között van STEGENA Lajos, a földtudomány doktora, az Eötvös Loránd Tudomány- egyetem környezetfizikai tanszéki csoport nyugalmazott egyetemi tanára.

A BKL Bányászat fényképük kíséretében köszönti dr. JASKÓ Sándor okl. geológus tiszteleti tagunkat 1995. XI. 18-án betöltött 85. életéve és dr. MARCZIS József tagtársunkat 1995. XI. 20-án betöltött 75. életéve alkalmából (BKL Bányászat 128. 6. 1995. pp. 529-530.).

Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület elnöksége 1995. XI. 18-i gyöngyösi, 83. küldött közgyűlésén JASKÓ Sándor tiszteleti, VITÁLIS György választmányi tagunknak, valamint CSEH Béla tagtársunknak 40 éves társulati tagságukért a *Sóltz Vilmos emlékérmet* adományozta.

1995. XII. 18-án a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagjaivá választotta VERŐ József geofizikust és MAROSI Sándor geográfust, tagtársunkat.

A TIT Stúdió ásványbarát szakköre rendezésében 1995. XII. 3-án, vasárnap ásványkiállítás és vásár volt a Stúdió XI. Zsombolyai u. 6. alatti épületében.

Az Országos Akkreditációs bizottság 1995. októberében közzétett híreiben az elfogadott szakalapítási javaslatok között szerepelnek az alábbiak:

	kérelmet benyújtó intézmény	kérelem fajtája	kérelem címe	elfogadás időpontja
55. sz.	Miskolci Egyetem	szakindítás	geográfus szak	1995. X. 27.
136. sz.	Kossuth L. Tudományegyetem, Debrecen	szakindítás (szakalapítás)	földtan tanári (B) szak	- " -
138. sz.	József A. Tudományegyetem TTK Szeged	szakindítás (szakalapítás)	földtan tanári (B) szak	- " -
139. sz.	Eötvös L. Tudományegyetem TTK	szakindítás (szakalapítás)	földtan tanári (B) szak	- " -

III. Ásványtani Szimpozium

Nagybánya (Baia Mare) – 1995 augusztus 24-25.

Az immáron hagyományos rendezvény a Romániai Földtani Társulat, a "Cuart SA" nagybányai földtani kutatóvállalat, a Nagybányai Ásványtani Múzeum, a Nagybányai Műszaki Egyetem és a REMIN színesfém-kombinát szervezésében jött létre. Rangját a nemzetközi jellege adta, mivel hogy a házigazdán kívül 18 országból: Albániából, Algériából, Ausztriából, Azerbajdzsánból, Belgiumból, az Egyesült Államokból, Franciaországból, Japánból, Kazahsztánból, Kis-Jugoszláviából, Magyarországról, Lengyelországból, Nagy-Britániából, Németországból, Olaszországból, Spanyolországból és Svájcból érkeztek előadások és résztvevők. A magyar földtant tíz kollégа képviselte, öt érdekes előadással.

A megnyitón a szervezők mellett a megyei és a városi vezetőség képviselői is jelen voltak, köztük POP Victor nagybányai polgármester-helyettes; meleg, közvetlen szavai arról tanuskodtak, hogy a szakmát csak kívüről ismerő helyi közvélemény szószólóinak milyen sokat jelent az, hogy évszázadok óta az ásványok és ércek világával úgymond testközelben élik le életüket s a földtan létük egy meghatározó dimenzióját képezi. Az viszont (nem meglepő, de azért mégis) minőségrontó epizódnak bizonyult, hogy Nagy-

bánya királyi bányaváros történelmében (dr. G. POPESCU egyetemi docens expozéja szerint) az egyetlen megemlített koronás fő (a máskülönben román származású) Matei Corvin alias MÁTYÁS király. Lám, lám, Pintye rablóvezér most az egyszer lekörözte Könyves Kálmánt és Róbert Károlyt egyaránt, hogy az erdélyi fejedelmekről ne is beszéljünk! Ami pedig a Bányavidék jelenlegi állapotát illeti, a forradalmat követő átértékelés szintjét mi sem jellemzi jobban, hogy az 1990-ben nyilvántartott ércvagyon 90%-át gazdasági (nem földtani!) megfontolásokból átminősítették s a bányák, a tetemes központi támogatás dacára nehéz szervezési, termelési és értékesítési gondokkal küszködnek (dr. G. PANTEA igazgató-helyettes előadása).

A szimpozium vezető témája az ásványtan volt, de ezen kívül számos előadó a külön e célra szervezett kőzettani ill. regionális földtani szakosztályon számolt be kutatásai eredményeiről. A rendezvény részeként a szervezés alatt lévő, magyar kezdeményezésű 384. IGCP-projekt az extraterresztrikus szferulit-kutatás legújabb eredményeit mutatta be.

Az ásványtani szekció fő tematikája az új ásványok, ásványasszociációk és változatok modern eszköztárral való meghatározása, szerkezeti sajátosságaiknak, vegyi összetételüknek kimutatása, genetikájuknak vizsgálata volt. Figyelemre méltó az arany-ásványok beható tanulmányozása (ADLERTON D.H.M. et al., DAMIAN G. és DAMIAN F., ŞIMON G. és ADLERTON D.H.M., az utóbbiak egy új arany-ásványról, egy még meg nem nevezett arany-ezüst-telluroxidról tettek jelentést). A macskamezei (Răzoare) telepből új mangán-ásványokat határozott meg G. UDUBASA és P. HÂRTOPAN. E szekció keretén belül számos arany- és színesfém-teleppel ismerkedhettünk meg, így pl. Rézbánya (Baia a Bihor), Nagyág (Sacaramb), Hános (Hanes) és az algériai Chabel Bourkik telepek mai helyzetével, valamint az albániai eddig oly kevéssé ismert porphyry-cooper telepekkel.

A kőzettan, a regionális petrográfia és az üledékkőzettan terén is sok érdekes előadást hallhattunk: a Nagybánya környéki magmatitokról, az észak-erdélyi, kárpáti és bánsági granitoidokról és metamorf kőzetekről, a romániai és a szerbiai bauxitokról, a Zsibó (Jibou) melletti tavi mészkőről stb. A kutatásokat a modern petrográfia eszköztárának használata jellemezte: a mikroszondás analitikára alapozott geotermobarométer alkalmazása (MARUBAIU D. et al., RADU D. és COOK J. N.), a nyomelem ill. ritka földfémes diszkrimináció (KOVÁCS M. et al., STAN N. és TIEPAC I.), pontos radiogén kormeghatározások (KOVÁCS M. et al.). Különös érdeklődéssel hallgattuk a modern kőzettan doyenjét, a 92 éves STRECKEISEN professzor átfogó előadását a ditrói (Ditrau) nefelinszienit-masszivumról, számos magyar vonatkozással.

A plénum előtt tartott expozék közül kiemelkedő érdeklődésnek örvendett SĂNDULESCU M. akadémikus előadása az Északi és Keleti Kárpátok viszonyáról, e két nagyegység kapcsolódásáról a máramarosi területen, amelyben (végre!) az Alföld aljzatát képező Tisia-domén a megfelelő helyre került az alpi-kárpáti rendszerben s számunkra is elfogadható értelmezést kaptunk a Szolnok-máramarosi flis-övezet szerkezetével kapcsolatban.

Egy külön teremben rendezett kiállításon nagy érdeklődést váltott ki SZÖŐR Gy. és RÓZSA P. posztere a mikroszferulitokkal kapcsolatban, csodálatos elektronmikroszkópos felvételekkel.

A vitaindítónak szánt "A földtan keresztútján" c. előadást dr. GAÁL Gábor tartotta, felhíván a figyelmet arra, hogy a klasszikus értelemben vett, állami pénzből támogatott földtani kutatásokat egy szigorúan eredmény-orientált alap- és célkutatás fogja felváltani, a versenyszféra hangsúlyozott részvételével. A téma fontosságát hangsúlyozandó, a teremben az eredeti angol szöveg román nyelvű fordítását is szétosztottuk.

A szervezést illetően különösen értékelhető az, hogy a Romániai Földtani Intézet, anyagi gondjai dacára megjelentette a Romanian Journal of Mineralogy két különszámát

(Abstract volume és Excursion Guides) 500 példányban. Dicséretes, hogy a szimpozium alkalmával, az előző rendezvényekkel ellentétben bevezették az angol nyelv általános használatát (három francia nyelven történő előadás kivételével); ha ez a (külföldieket is) fogadó csoportra is vonatkozott volna, nekik is, nekünk is könnyebben ment volna.

A szállodai elszállásolás megfelelő volt, a szállodáktól az előadások színhelyére a vendégeket egy pontos órarend szerint közlekedő buszjárat szállította. Az előadásokat a Nagybányai Műszaki Egyetem aulájában és két tanteremben tartották, a nyugati rendezvények szintjéhez szokott résztvevők számára nem mindenben komfortos módon, főleg ami a vetítések minőségét illeti.

Az előadóüléseket földtani és turisztikai szempontból is kitűnően szelektált terepbejárások követték Észak-Erdély és Máramaros területén. Csak néhány ízelítő a programból: a turcibányai (Baile Tura), felsőbányai (Baia Sprie) és macskamezei érctelepek, a prelukai pegmatit-telérek, a borsabányai (Baile Borsa) metamorf színesfém-telepek a Tölgyesi (Tulghes) Zöldpala-formációból. Nem maradhatott ki a programból a Bányavidék egyedülálló kincsestárának, az Ásványtani Múzeumnak a látogatása, dr. A. GORDUZA igazgató vezetése alatt, valamint egy tanulságos séta a történelem légkörét árasztó óváros utcáin.

A szervezők a következő (negyedik) ásványtani szimpoziumot 1997 őszére tervezik.E rangos rendezvényért Déva, az Erdélyi Érchegység kutatásának központja és Iaşi egyetemi város, a román földtan és különösképpen a geokémia bölcsője egyenlő esélyekkel verseng. Várjuk a döntést és az időben kiküldött meghívókat!

KALMÁR János

Ércteleptani tanulmányút az Erdélyi-érchegységben

A Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai Szakosztálya 1995. május 23. és 28. között ércteleptani tanulmányutat rendezett az Erdélyi-érchegységbe, az ú.n. "Arany-négyszögbe". A helyi vendéglátó a Román Földtani Társulat Dévai Csoportja, valamint a dévai MINEXFOR bányavállalat volt. A kirándulást Eugen ORLANDEA, a Dévai Csoport elnöke és SZENTESI Csilla helybeli geológus vezették. A nagyági bányában DIKAI István geológus vezette a csoportot. Magyar részről a csoportnak 10 résztvevője volt, a technikai szervezés sikeres lebonyolítása ZIMMERMANN Katalin érdeme.

A Dévától északra eső területen megtekintettük a nagyági telluridos aranyércbányát és az egykor virágzó bányász-település még fennmaradt történelmi emlékeit, a római kor óta művelt verespataki aranybánya környékét, beleértve a Cârnic-hegy dihexaéderes kvarc-lelőhelyét, a Roşia Poieni-i rézporfiros telep hatalmas külfejtését, Brád mellett színes kalcedon-lelőhelyet, valamint Brádon a legszebb termésarany-leleteket bemutató múzeumot. A Maros völgyében Dévától nyugatra kréta korú ofiolitokat és paleocén korú larámi banatitokat ismerhettük meg. Az ofiolitokhoz Pătîrs mellett aranytartalmú pirit-kalkopirit, a banatitokhoz Soborsin mellett molibdenites ércesedés csatlakozik. Déva környékén a miocén andezit kifejlődési típusait, a Piski melletti Aranyi-hegyen a KOCH Antal által leírt pszeudobrookit első lelőhelyét láthattuk.

A kirándulásra E. ORLANDEA, C. SZENTESY és I. CSIBI részletes vezetőt állítottak össze, amit minden résztvevő megkapott. A vezetés szakmai színvonala, a terület rendkívül érdekes földtani felépítése és a baráti vendéglátás mind hozzájárultak a kirándulás sikeréhez.

VICZIÁN István

A Román Földtani Társulat Dévai Csoportjának kirándulása Magyarországon

A kirándulásra, amit a társulat Ásványtan-Geokémiai Szakosztálya rendezett, 1995. október 1. és 7. között került sor. Ezzel a Dévai Csoport által 1995. májusában vezetett erdélyi kirándulást viszonoztuk. A magyarországi kirándulásra mikrobusszal 12 román geológus érkezett, akik mind a dévai MINEXFOR érckutató vállalatnál dolgoznak. Vezetőjük dr. Eugen ORLANDEA volt, aki a Társulat helyi csoportjának elnöke.

Az útvonal főbb pontjai (és az aznapi kirándulás vezetői) a következők voltak: Szeged - Bugac (VICZIÁN István) - Velencei-hg. (ÓDOR László) - Budapest (DUDICH Endre) - Nagybörzsöny (NAGY Béla) - Recsk (KECSETI Sándor) - Telkibánya (HORVÁTH János). Szegeden SZEDERKÉNYI Tibor egyetemi tanár tartott előadást az Alföld metamorf aljzatáról, majd megtekintettük a KOCH-féle ásványgyűjteményt. Budapesten a Földtani Intézetben fogadta a küldöttséget GAÁL Gábor igazgató, majd ÓDOR László, FÖLDVÁRI Mária és VICZIÁN István adtak tájékoztatást. Az Intézet ásványgyűjteményét SZENTHÉNÉ KÁKAY SZABÓ Orsolya mutatta be. A kirándulásra elkísérte a csoportot MÁRTON Gyula is. Minden résztvevőnek kirándulásvezetőt adtunk, amit "Ore Deposits of Hungary" címmel VICZIÁN István állított össze.

A technikai szervezést általános megelégedésre ZIMMERMANN Katalin végezte. Egész úton vállalták a román-magyar tolmácsolás nehéz munkáját SZENTESY Csilla (a vendégek részéről) és KOVÁCS-PÁLFFY Péter (a vendéglátók részéről). A SZÁDECZKY-KARDOSS Elemér Alapítvány anyagilag támogatta a kirándulást.

A román vendégek hálásan köszönték a vezetést és a vendéglátást. Mindkét fél szívesen folytatná az együttműködést.

VICZIÁN István

Múzeumi Füzetek

Az Erdélyi Múzeum Egyesület Természettudományi és Matematikai Szakosztálya Közleményei. Új sorozat

Nagy múltú, de hányatott sorsú folyóirat újraindulásáról adhatunk hírt. Az Erdélyi Múzeum Egyesület Erdély legrégibb tudományos társasága, 1859-ben alakult meg gróf MIKÓ Imre támogatásával. Az Egyesület Természettudományi és Matematikai Szakosztálya 1879 óta jelentette meg folyóiratát, 1905-ig "Orvos-Természettudományi Értesítő", majd 1907-től kezdve "Múzeumi Füzetek" címmel. Hosszú kényszerű szünet után a romániai rendszerváltozás tette lehetővé az Egyesület és a folyóirat újraindulását. Az új sorozat első kötete 1992-ben jelent meg Kolozsvárott "Az Erdélyi Múzeum Egyesület Természettudományi és Matematikai Szakosztályának Közleményei" címmel. Az 1993-ban megjelent 2. és az 1994-ben megjelent 3. kötet címe már ismét "Múzeumi Füzetek". A folyóirat főszerkesztője KÉKEDY László, a szerkesztőbizottság tagjai: GÁBOS Zoltán, MOLNÁR Jenő, NAGY-TÓTH Ferenc és (1994-től) VARGHA Jenő. Az 1. kötet közli a Szakosztály tagjainak névsorát, létszámuk 1992-ben 226 volt, köztük néhány nálunk is jól ismert geológus is található. A jobb tájékozódást segíti elő, hogy a kötetek végén közlik

a szerzők foglalkozását és lakóhelyét. Ebből látható, hogy a legtöbben egyetemi oktatók, de néhány tudományos kutató és középiskolai tanár is van köztük. Lakóhelyük alapján a legtöbben kolozsváriak, de Erdély néhány egyéb nagyvárosa is képviselve van. Néhány magyarországi szerző is akad. Nevük alapján a szerzők szinte kivétel nélkül magyar nemzetiségűek, de néhány román társszerző is előfordul, ami a jó együttműködés jele.

Az új sorozat 1. kötetének Beköszöntője vázolja a legfontosabb célokat: A folyóirat a természettudományos kutatás serkentője, a fiatal kutatónemzedék kibontakozásának segítője és a korszerű tudományos anyanyelv művelésének és terjesztésének műhelye kíván lenni. Mottóul ÁPRILY Lajos: A fejedelemhez című verséből választották a következő verssorokat:

Az újrakezdés vakmerő reménye
legyőzte itt az ostromló halált,
s daccal vágott a mindig új jövőnek...

A folyóirat a matematikai és természettudományok minden területéről közöl eredeti tanulmányokat, szemle-jellegű áttekintő cikkeket és recenziókat magyar nyelven, idegennyelvű rezümével. Az eddig megjelent kötetben a földtudományokat is képviseli néhány figyelemreméltó közlemény.

Az 1992. évi 1. kötetben WANEK Ferenc az Erdélyi-medence Ostracoda-faunájának kutatásáról közöl összefoglaló cikket. Megemlékezik HÉJJAS I. úttörő munkásságáról a múlt század végén, ismerteti a kagylósrákok kutatásának történetét és rétegtani jelentőségüket. A téves őslénytani határozás és a kárpátontúli rétegtannal való erőszakolt párhuzamosítás következtében elterjedtek hibás nézetek is az irodalomban, pl. a felső-szarmata hiányáról, amit a szerző kutatásai azóta korrigáltak. Szintén Ostracodákkal lehetett kimutatni, hogy az Erdélyi-medence rétegsora a pannóniai s. str. emelettel zárul. Ugyanebben a kötetben MOLNÁR Jenő a földrajztudomány történetéről és korszerű tendenciáiról ad áttekintést, ez utóbbiak között a rendszerelméleti szemléletmódot emeli ki. A kiváló kolozsvári földrajz-tudósok között megemlékezik CHOLNOKY Jenő, PRINZ Gyula és TULOGDY János tevékenységéről.

Az 1993. évi 2. kötetben GÉCZI Róbert geológus egy Arad környéki negyedidőszaki szelvény ősföldrajzi és kronológiai kérdéseivel foglalkozik. A mintákon üledékes laboratóriumi és pollen-vizsgálatokat végzett. A rétegsorban fosszilis talajtípusok és lösz váltakoznak, a kor-besorolás még nem teljesen egyértelmű, de a talajtípusok rekonstrukciója komoly eredménynek tekinthető. Egy másik cikk szintén alföldi témával foglalkozik, BENEDEK Zoltán nagykárolyi tanár az Érmellék ősföldrajzi és régészeti viszonyait írja le. Itt az ősföldrajz kifejezés elsősorban a történelmi idők földrajzi viszonyaira vonatkozik, igen érdekes adatokat közöl ennek a vízi világnak a múltjáról.

Az 1994. évi 3. kötetben AJTAY Ferenc kolozsvári tanár a feleki gömbkövek eredetéről közöl tanulmányt. Ezek a gömbkövek karbonátos kötőanyagú konkréciók a Kolozsvártól délre fekvő Feleki-hegy szarmata homokkövében, amelyek kimállva jellegzetes természeti jelenségként halmozódnak fel a patakvölgyekben az erózió és a földcsuszamlások következtében. A cikk megemlékezik CHOLNOKY Jenő ezzel kapcsolatos klasszikus kutatásairól is. Ugyanebben a kötetben MÉSZÁROS Miklós az Erdélyi-medence harmadidőszaki rétegeiben végzett nannoplankton-vizsgálatairól ad összefoglalást. Közli az Erdélyi-medence harmadidőszaki formációbeosztását román és magyar nyelven, valamint a hozzátartozó nannozónákat.

A szerzők természetszerűleg jól használják a magyar szaknyelvet, néhol viszont az idegennyelvű (angol, német) kivonatok fordítása gyenge színvonalú. A kötetek külső kiállítása ízléses, méltó az erdélyi hagyományokhoz.

A folyóirat megrendelhető az Erdélyi Múzeum Egyesületnél (Ro-3400 Cluj 1. C. P. 191). Kívánatos lenne, hogy ez a magyarnyelvű kiadvány minél több magyarországi könyvtárban elérhető legyen.

VICZIÁN István

Könyvismertetés

PAPP Simon: Életem

Magyar Olajipari Múzeum, Zalaegerszeg 1996. 352 p.
Az életrajzi és naplófeljegyzéseket sajtó alá rendezte, a bevezetőt, utószót írta és a magyarázó jegyzeteket készítette: SRÁGLI Lajos és TÓTH János.

A posztumusz szerző eredeti kéziratait, naplóit, felvételeit sajtó alá rendező szakemberek, a Magyar Olajipari Múzeum vezető munkatársai, a hazai olajipar történetének lelkes és elismert kutatói, fontos, hézagpótló, forrásértékű könyvet hoztak létre, melyet különösen a szakközönség forgathat nagy haszonnal, de az érdeklődők számára is érdekes olvasmány. Hasznos, mert nagyon sok dolog, ügy, mely eddig ismeretlen volt, vagy megmásítva került a köztudatba, most a maga valóságában feltárul. Nagyon sok hazai és külföldi személy és tevékenysége szerepel benne nagy precizitással megírva. Forrásértékű, mert egy olyan ember kézirataiból származnak az adatok, aki nap mint nap feljegyzést vezetett arról, hogy mikor mit csinált, hová és kikkel utazott, tárgyalt, mit evett és mennyiért és milyen volt a saját egészségi-fizikai állapota. Ugyanilyen pontosak voltak földtani megfigyelései, kutatásai, feljegyzései. Naplójában pontosan szerepel, hogy pl. 1928. november 28-án reggel az Ádeni öbölben 28 °C hőmérsékletet mértek és borús volt az idő vagy, hogy 1939. április 23-án a Queen Mary óceánjáró már 697 tengeri mérföldet tett meg. Vagy, hogy amikor meglátogatott egy kutatófúrást, az éppen milyen mélységben haladt, ki volt ott a geológus, a mérnök és milyenek az ellátási és lakáskörülmények. De ugyanilyen precizitással leírja megpróbáltatásait, kik hallgatták ki, kik bántalmazták, kik vallottak ellene, kik ítélték halálra, szabadulása után kik foglalkoztatták, milyen kellemes és kellemetlen élményei voltak. Egy igazi természettudós tárgyilagosságával rögzíti fizikai hanyatlását, betegségeit is: 1962. január 28. "Ma reggel elkezdtem szédülni. Ez két órát tartott. Ma már harmadszor fordult elő". De már 1962. január 30. "Ma volt a geológus mérnöki szakosztály alakuló ülése a Technika Házában".

A könyv 352 oldal terjedelemben, számos korabeli fényképfelvétellel kiegészítve mutatja be PAPP Simon pazarul nagyívű pályafutását, szakmai, olajkutatói tevékenységét külföldön és itthon. Ismerteti a hazai szénhidrogénkutatásokat és azok eredményeként a magyar kőolajbányászat megszületését, fejlődését, a munkában résztvevő személyek tevékenységét, emberi magatartását. Megismerhetők belőle a korszak társadalmi, gazdasági, politikai folyamatváltozásai, melyek egyéni sorsának sikereit, de megpróbáltatásait és tragikus sorsát egyaránt okozták.

Az önéletrajz eredeti címe: "Dr. PAPP Simon önéletrajza." Három részre tagozódik. Az első rész naplószerűen közli az eseményeket születésétől, 1886-tól 1948-ig, nyugdíjazásáig. Itt leírja ifjúkorát, tanulmányait, szakmai tevékenységét Kolozsvárott, Selmecbányán, kutatásait Jugoszláviában, Erdélyben, Albániában, Törökországban, Ausztráliában, Új-Guineában, tanulmányútjait az USA-ban, Kanadában, Németországban, szakmai-üzleti tárgyalásait, tudományos kongresszusokon való részvételeit, 1933–1948 kutatásait Magyarországon. A második részben leírja elfogatása és rabsága történetét. A harmadik rész: "Életrajzom folytatása 1955 juni. 5.-től 1966 márc. 15.-ig" a szabadulását követő életét tartalmazza naplószerű részletességgel, a hozzá intézett levelek és általa írt válaszok idézetével. Ehhez a részhez kapcso-

lódnak kritikai észrevételei a szénhidrogéniparral kapcsolatosan.

Dr. PAPP Simon (1886 Kapnikbánya, 1970 Budapest) geológus, olajkutató, egyetemi asszisztens, egyetemi tanár, akadémikus, a Magyarhoni Földtani Társulat, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület elnöke, a Magyar Amerikai Olajipari Részvénytársaság (MAORT) főgeológusa, vezérigazgatója, számos hazai és külföldi tudományos szervezet tagja, tiszteleti tagja, a föld- és ásványtani tudományok doktora, majd ismét a MTA tagja.

Egész életét a szénhidrogénkutatásoknak és bányászatának szentelte. A hazai szénhidrogéntermelés megalapozó "Atyja"! 1910–1933 között külföldön tevékenykedett. 1933-tól a magyar kőolajkutatások eredményességéért dolgozott. Sikeresen, mert munkája nyomán 1937-ben Budafapusztán (Zala m.) megszületett a hazai kőolajbányászat. 1948-ban szabotázs és a népi demokrácia megdöntésére irányuló tevékenység vádjával letartóztatták, majd halálra, végül életfogytiglani fegyházra ítélték. Két hónap híján 7 évig tartották fogva. 1955-ben kegyelemből szabadult. Bár hivatalosan nem ismerték el ártatlanságát, igazságügyileg nem rehabilitálták, az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt vezetői mégis azonnal alkalmazták önálló kutatómérnökként 1962-ig, nyugállományba vonulásáig, majd tovább 1964-ig, mint nyugdíjast foglalkoztatták az olajkutatások történetének megírásával.

A Magyar Tudományos Akadémia 1989-ben visszaítélte akadémiai tagságát. 1990-ben a perében hozott egykori ítéletet semmisnek nyilvánították, ugyanebben az évben posztumusz Széchenyi Díjat kapott, melyet örökös híján a Magyar Olajipari Múzeumnak adtak át, ahol mellszobra és emlékszoba őrzi emlékét.

Nem lehet meghatottság nélkül kézbevenni ezt a könyvet. Nem lehet közömbösen olvasni. Nem lehet nem tisztelettel ámulva csodálkozni, mi mindent tud produkálni egy tehetséges ember, ha hagyják. Nem lehet nem megdöbbeni a vele történt igazságtalanságokon és az emberi aljasság pokolmélységein. Nem lehet és nem is szabad elfelejteni a történteket, hogy ilyesmi soha többé ne ismétlődhessen meg!

Különösen fontos és jelentős, hogy ennek a kiváló magyar embernek, a hazai olajkutatások pionírjának, a nemzetközileg elismert szakembernek önvallomásai, naplói, szakmai feljegyzései összefoglalóan, könyv alakban is megjelentek.

SRÁGLI Lajos és TÓTH János úttörő és egyben hatalmas munkát végeztek, nemes alázattal a szerencsétlen sorsú, érdemtelenül meghurcolt PAPP Simon emléke iránt. A hangulatkeltő bevezető és az összefoglaló utószó méltó keretet ad. A magyarázó, melyben a szakmai kifejezéseknek és a szövegben szereplő személyeknek ismertetését adják, a laikusok számára is érthetővé teszi a leírtakat, a szakköröknek pedig külön értékes csemege ismert, de esetleg elfelejtett személyek, kollégák emlékének felelevenítése. Csak köszönet és dicséret illeti mindazokat is, akik az említett szerkesztőkön kívül részt vállaltak a könyv létrehozásában, akár a MOL Rt. támogatásának keretein belül, akár más módon.

Végezetül engedtessék meg egy személyes megnyilvánulás. Tudom, hiszen 20 éven keresztül voltam a hazai szénhidrogénkutatások földtani irányítója, hogy a kutatás csapatmunka. Szakemberek összehangolt munkájának eredménye! Tudom, hogy milyen fontos szerepe van a geológus-karmesternek, a meghatározó, a döntésre hivatott személyiségnek. Tudom és tapasztaltam, hogy mindig vannak fontoskodók, akadékoskodók, akik igyekeznek megkontrázni minden intézkedést. Siker esetén, mindezt "elfelejtve" bizonygatják érdemeiket. Kudarc esetén pedig az első feljelentők! El tudom képzelni és át tudom élni, mit érezhetett ez az ember, akit a sikerek idején hurcoltak meg, aki azokban volt kénytelen csalódni, akikkel jót tett, akiket magához vett, felemelt és kalácsot adott nekik azokban a kenyértelen időkben. Már akkor is sokan nyüzsögtek az olajipari vezetésnél. Mégis csak egyetlen egy halálos ítélet született! A GEOLÓGUSÉ!

DANK Viktor

KÁZMÉR Miklós: Angol-magyar geológiai szótár

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Eötvös Kiadó, Budapest, 1995. 420 p.

A szótár a hazai irodalomban elsőként kísérli meg a geológia és a határos tudományterületek terminológiájának teljességre törekvő bemutatását. A kötet több mit 17000 angol szó és szó-

kapcsolat magyar megfelelőjét tartalmazza. A terjedelemből ez 253 oldalt foglal el. A szótárhoz magyar–angol mutató csatlakozik, amely a terjedelem többi részét teszi ki.

Tartalmazza a geológia valamennyi – elméleti és alkalmazott – részterületének (ásvány-kőzettan, geokémia, földtan, őslénytan, rétegtan, szedimentológia, történeti-földtan, tektonika, alkalmazott földtan, teleptan, mérnökgeológia) szakszókincsét, valamint a geofizika, hidrogeológia és geomorfológia terminológiáját. Kitér a geológiával határos tudományterületek (kémia, fizika, állattan, növénytan, kristálytan, geográfia, térképészet, stb.) szavaira is.

Feldolgozza a leggyorsabban fejlődő új tudományterületek, így például a szekvencia sztratigráfia szókincsét is. Tartalmazza a szakirodalom olvasásához szükséges – nem feltétlenül geológiai – szavak megfelelőit is (pl. laboratóriumi eszközök neve, a terepmunka eszközei, matematikai és műszaki szavak, mélyfúrási, bányászati terminológia, stb.)

Megrendelhető a kiadótól: ELTE Eötvös Kiadó, 1088 Budapest VIII., Puskin u. 11–13. I. em 3. Telefon: 266–92 06. Fax: 266–98 33/3095. Magánszemélyeknek utánvéttel szállítanak, intézmények átutalással is fizethetnek. A postaköltséget felszámítják.

Egy könyv margójára
SZUROVY Géza: A kőolaj regénye

464 oldal, 25 színes, 96 fekete/fehér kép, 16 térkép, 13 ábra, 7 táblázat, 75 magyar, 162 idegen nyelvű forrásmunka. Egészvászon kötés színes, fóliázott borítóval. 5000 példány. Hírlapkiadó Vállalat, Budapest, 1993. Atheneum Nyomda Rt., ISBN 963 7328 7. © Dr. SZUROVY Géza

A kőolajiparban és kőolajipari szakemberképzésben itthon és külföldön ötvenöt éve tevékenykedő szerző korábbi könyveiben: Iraki tájak, iraki emberek (1973), Kincs a homok alatt (1978), Fények a Szaharában – MÁTHÉ Lajos társszerzővel – (1984) – valamennyi a Gondolat Kiadó gondozásában – már foglalkozott azoknak az országoknak a kőolajiparával, a kőolajkutatás történetével, amelyekben Magyarországon kívül két évtizedet töltött. Legújabb könyvének tárgya ezúttal az egész világ kőolajipara, a kőolajkutatás története az ókortól az "Öböl-háborúig", egységes keretbe foglalva a már korábban szétszórtan közölt ismereteket is, egyben folytatva a "szórakoztatva tanítás" nemes hagyományait.

A kőolaj jelentősége a ma embere számára közismert. Jól tudja, hogy a kőolajtermékek nélkül nem fejlődhetett volna ki földön, vízen, levegőben a ma korszerűnek tekintett közlekedés és nem hódíthatnának egyre nagyobb teret mindennapi életünkben, a mezőgazdaságban (műtrágyák, növényvédőszerek), a gyógyszer-, az élelemiszer-, a műszál, műanyag- és általában az iparban a kőolajból és földgázból előállított alapanyagok és termékek.

A világ energia igénye 1992-ben 7,8 milliárd tonna kőolajegyenérték volt. Ennek 65 %-át a kőolaj és földgáz elégítette ki! Hazánk energia igényének jelenleg 60 %-át fedezik a szénhidrogének.

Az emberiség évezredek óta ismerte a természetes kőolajforrások anyagát. Mégis legfeljebb gyógyszerként, fáklyaként, vagy vízszigetelő anyagként, Mezopotámiában a téglákat összetapasztó habarcsként hasznosította. Évezredekre visszanyúló történelme során be kellett érnie az állati zsiradék, a növényolaj és a faggyugyertyák homályos, kormozó, kellemetlen szagú fényével.

A kőolaj iparszerű kitermelése csak a múlt század harmadik harmadában kezdődött, egyidejűleg az amerikai Pennszilvániában és a kaukázusi Baku környékén. A kőolajból hosszú időn át csupán lámpaolajat állítottak elő, hogy "új fényt adjanak a sötétség világának" (J. D. ROCKEFELLER). A maradékot fűtőolajként hasznosították. Mivel mindez jó üzletnek bizonyult, már az első fúrások eredményei alapján kitört az "olajláz", hasonlóan az aranymezők felfedezését követő "aranylázhoz".

EDISON 1877-ben feltalálta a villamos izzólámpát, ezzel fokozatosan csökkent a lámpaolaj iránti kereslet, mégis ötven éven át a lámpaolaj maradt a főtermék. Megjelent az autómobil, majd a repülőgép. A súlypont a benzinre, diesel-olajra és fűtőolajra helyeződött át. Kitört az első, majd ennek befejezése után, alig 21 évvel később a még borzalmasabb második világháború. A nyertesek mindkét világégésben "olajhullámok hátán" (Lord CURZON) érték el a végső győzelmet. Bebizonyosodott, hogy az olaj hatalom. A sugárhajtású repülőgépek

elterjedésével ismét megnőtt a lámpaolaj (kerozin) iránti kereslet.

Az Amerikai Egyesült Államokban 1870-ben 47 kőolajmezőből 685 000 t kőolajat termeltek ki. A kőolajipar másik "bölcsőjében": Oroszországban 1874-ben 82 000 tonnát hoztak felszínre. Ma már nevetséges számok, hiszen a kőolajban gazdag közép-keleti országokban egyetlen kút képes ezeknek a mennyiségeknek egy év alatt a kétszeresét kitermelni. Mégis 1883-ig az Egyesült Államok elégítette ki a világ kőolaj igényének több, mint 80 %-át. Ezek a ma "nevetségesnek" tűnő, mennyiségek hatalmas vagyonokat alapoztak meg és útjukra indították az egész világot behálózó multinacionális vállalatokat.

Ez a reménybeli gazdagság volt az, ami a kőolajkutatás hőskorában emberek tízezreit vonzotta a vad, lakatlan területekre, a vadnyugatra és a távolkeletre, a sivatagokba, prérikre és őserdőkbe. A kőolajmezőket az igazi vállalkozók mellett ellepték a gyors meggazdagodásra vágyó kalandorok, szélhámosok és az emberiség egyéb vámszedői.

A szerzőt idézve: "A kőolajipar születésétől fogva kaotikus dzsungelhez hasonlított, ahol a dzsungel törvényei érvényesültek. Nem volt mentes az erőszaktól, megvesztegetésekről, zsarolástól, 180°-os politikai pálfordulásoktól. Való igaz, hogy a nagy kőolajvállalatok megteremtői nem riadtak vissza a piszkos eszközöktől sem, ha érdekeik úgy kívánták. Igyekeztek az etikai normákat céljaiknak megfelelően átírni, mert bennük volt a kincskeresők erőszakos célratörése és gyakran mindent egy lapra feltevő kockázatvállalása. Mégis a megszámlálhatatlan kalandorból csak azok érvényesültek, akik képesek voltak a káoszt olajozottan, simán és hatékonyan működő szervezetté alakítani".

A világ kőolajtermelése a második világháború végén (1945) 362 millió tonna volt. Az iparszerű kitermelés kezdetétől (1859) 86 év alatt érte el ezt a szintet. A következő 34 év alatt az 1945. évinek közel tízszeresére emelkedett és 1979-ben 3251 millió tonnával tetőzött. További hatványozott emelkedését megállította az arab-izraeli háborúk által kiváltott kétszeres "árrobbanás", ami által a kőolaj egyszer és mindenkorra megszűnt olcsó energiaforrás lenni, takarékosságra kényszerítve az emberiséget. Ehhez az is hozzájárult, hogy a világ jelenleg ismert kitermelhető készleteinek 80 %-a nyolc ország földjében van, ezen belül pedig 60 %-át öt muzulmán ország földje rejti.

Az exponenciálisan emelkedő kőolaj igény kielégítése megkövetelte a kutatás óriás mértékű fokozását és a kutatás eszköztárának – ezen belül a geofizikai módszereknek – hihetetlen mérvű fejlesztését, amiben az ötvenes évek közepétől az elektronikának jutott a főszerep. A huszas években EÖTVÖS Lóránd torziós mérlege volt egyik legfontosabb eszköze a geofizikai kutatás megindulásának. Sajnos azóta a magyar tudomány többé nem tudott hozzájárulni az egyre tökéletesebb eszközök fejlesztéséhez, de kivette részét Kína kőolajkincseinek feltárásában és eredményesen járult hozzá néhány kőolajban gazdag arab országban a felsőfokú kőolajipari szakember-képzés bevezetéséhez, valamint – szerényebb mértékben – a kőolajipar fejlesztéséhez.

A könyv 24 fejezetéből 22 fejezet ismerteti a kőolaj szerepét az ó- és középkorban, az iparszerű kitermelés kezdetét az Egyesült Államokban és Oroszországban, a kőolajért és a piacokért folyó késhegyre menő küzdelmet, a kőolajkutatók útját az amerikai prériktől a sivatagokon, trópusi őserdőkön, a jeges tundrákon, Kína végtelen tájain át a tengeralatti lelőhelyek feltárásáig.

Bemutatja a kutatási engedélyek (koncessziók) feltételeinek változását, a fejlődés hosszú és drámai útját, amelyet az elmaradott, fejletlen, de kőolajban rendkívül gazdag országoknak végig kellett járniuk, hogy a természettől kapott kőolaj- és földgázkincsük tényleges tulajdonosaivá válhassanak. Igaz, mindez a multinacionális kőolajvállalatok közreműködésével történt, hogy végül is felismerve a közös érdekeket, kéz-a-kézben biztosíthassák a világ egyre növekvő kőolaj-éhségének csillapítását az orosz utódállamok, az amerikai államok és az Északi-tenger kőolajkincseinek kiaknázásával egyetemben, miközben drámaian megváltozott a külföldi koncessziósok és a kőolajat birtokoló államok kapcsolata.

A két utolsó fejezet a magyarországi kőolajkutatás nem kevésbé drámai, ellentmondásokkal, személyi torzsalkodásokkal, politikai erőszakkal terhes, csalódásokban, de mindinkább sikerekben gazdag történetével foglalkozik. Az Angol–Perzsa Olajvállalat és a Kincstár sikertelen kutatásai után az amerikai EUROGASCO, illetve annak leányvállalata: a Magyar–Amerikai Olajipari Rt. (MAORT) 1933–1948 között feltárta a jelenleg ismert kitermelhető készletek 6%-át Dél-Zalában, illetve Európa legnagyobb széndioxid-gáz lelőhelyét a Kis-Alföldön. A többi az állami vállalatok keretében dolgozó ma-

gyar szakemberek munkáját dicséri. Ők a mesterséget külföldi munkatársaiktól, valamint önképzés útján, később pedig néhányan közülük szovjet egyetemeken sajátították el. Ismereteiket, tapasztalataikat sikeresen alkalmazták, illetve adták tovább munka közben – majd 1950-től már szervezetten az egyetemek keretében – a felnövekvő nemzedéknek. Közös erőfeszítéseik eredményeként sikerült 94 millió tonna kitermelhető kőolajat, 260 milliárd m^3 földgázt és további nagymennyiségű széndioxid gázt feltárni. Mindezek túlnyomó hányada "az Alföld aranykalászt ringató rónasága" (EÖTVÖS L.) alatt rejtőzik, noha az ötvenes évek derekán borúlátó közgazdászok igyekeztek az alföldi kutatást reménytelennek bélyegezni és folytatását megakadályozni.

A magyar kőolajipar állami szervezete: az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt (OKGT) az ország legjobb, legeredményesebb vállalata volt az utóbbi tíz éven át 1992-ig.

A könyv nagy erénye, hogy a kőolaj történetének eseményeit dokumentáltan, tárgyilagosan, az igazság kendőzetlen feltárására törekedve tárgyalja rámutatva a nagyhatalmak ismétlődően végzetes politikai hibáira és a kis országoknak jogaik védelméért, érvényesítéséért folytatott küzdelmeire. Ez vonatkozik a kőolaj történetének magyarországi szakaszára is, amelynek ismertetése mentes a korábban fel-felbukkanó nacionalista frázisoktól, egyes magyar szakemberek szerepének sovinizszta túlértékelésétől.

Végezetül a szerző kiemeli, hogy a szénhidrogének olyan fogyó anyagok, amelyeknek természetes pótlódása több millió évet igényel. Valószínű, hogy a véges készletek a mértéktelen fogyasztás következtében a nem is olyan távoli jövőben kimerülhetnek.

Ezért mielőbb gondoskodni kell a pótlásukra, helyettesítésükre minden területen alkalmas, de jóval környezetkímélőbb új energiaforrásokról.

A ma embere számára is sok tanulságot tartalmazó, tudományos alapossággal, de mégis élvezetes, olvasmányos stílusban megírt könyv hézagpótló.

KÓKAI János

KÓKAY József – MAGYAR Imre: Elmosta-e az evolúciót az özönvíz? A neokreácionista csapda

Christianus - O. M. C., Budapest - Bécs, 1995.

Ez a két jól ismert geológus kollegánk által írt könyv azokra az utóbbi időkben megjelent kiadványokra kíván válaszolni, amelyek a bibliai teremtéstörténet és az özönvízről való leírás szószerinti értelmezése alapján kétségbe vonják a földtan és az őslénytan alapvető megállapításait. A munka egyáltalán nem akar támadás lenni a keresztény hit ellen, ellenkezőleg, a szerzők hívő kereszténynek vallják magukat, és a könyvet római katolikus egyházi kiadó jelentette meg.

A könyv első részében azok közül a folyamatok közül sorolnak fel néhányat, amelyek olyan hosszú ideig tartanak, hogy semmiképp nem férnek be a hagyományos bibliai felfogás szerint a világ teremtése óta eltelt néhány ezer éves időtartamba. Ilyenek például a felszíni lepusztulás, a folyóvízi erózió, a jégárak munkája, a tengeri és szárazföldi üledékképződés, üledékes és vulkáni szakaszok többszöri váltakozása, a tektonikai mozgások (ez utóbbira – az egyik szerző munkásságát ismerve érthető módon – a Várpalotai-medence példáját hozzák fel). Külön kitérnek a radiometrikus kormeghatározásra mint a neokreácionista támadások egyik kedvelt célpontjára. Ezután kerül sor a tulajdonképpeni klasszikus vitatémának, az élővilág evolúciójának tárgyalására, ahol néhány jól ismert, vagy egyértelműen értelmezhető példát hoznak fel a fajok változására a földtörténet folyamán, valamint az átmeneti tagok létezésére.

A könyv második részében főleg az özönvízre alapozott elméletek képtelenségeit cáfolják. A neokreácionisták nagyon sok olyan földtani jelenséget a bibliai özönvízzel igyekeznek megmagyarázni, amelyek egy katasztrófális gyors árvízzel semmiképpen sem hozhatók összhangba. Ilyenek pl. a korallzátonyok, vagy a szárazföldi élővilág legnagyobb részének túlélése, a legtöbb ősmaradvány beágyazási módja, a széntelepek keletkezése stb.

Végül néhány általános tanulságot fogalmaznak meg. A hit és a természettudományos gondolkodás viszonyáról PROHÁSZKA O., OBERFRANK F. és NYÍRI T. véleményét ismertetik részletesen, kár, hogy a kérdésben talán legilletékesebb TEILHARD DE CHARDIN nevét szinte csak

megemlítik. Figyelmükbe ajánlanám még BOLYKI János budapesti református teológiai tanár munkásságát is. A neokreácionizmust értékelve elismerik, hogy annak hívei sokszor "frissen megtért keresztények, olyan emberek, akiknek egész korábbi élete alaposan megváltozott a Jézussal való találkozástól", tehát a Bibliát érthető módon nagyra értékelik. Ugyanakkor vannak olyan állítólagos szakemberek, akik e jóhiszemű, de ezen a szakterületen járatlan emberek tudatos félrevezetésére törekednek. Ezekkel kapcsolatban felteszik a jogos kérdést: vajon "Isten országa építhető-e hazugsággal, vagy nem"?

A könyv Függelékben közli TURAY Alfréd, a szegedi Hittudományi Főiskola rektora "Az ember evolúciója katolikus szemmel" című írását. A sok értékes teológiai gondolat közül itt csak egyet szeretnék kiemelni, Szent Ágoston tanítását a teremtésről. Szerinte Isten sok mindennek csak a lehetőségét, a "csíra-eszméjét" (ratio seminalis) teremtette meg, hogy azok később, alkalmas időben és feltételek között kibontakozzanak. Eszerint a földtörténetet és benne az élővilág fejlődéstörténetét felfoghatjuk úgy, mint az anyagba beleteremtett isteni program kibontakozásának elénk táruló történetét. Ezen az alapon a bibliai teremtéshit és a természet történetéről való ismereteink nem kerülnek egymással ellentétbe. Ez a könyv fő mondanivalója.

VICZIÁN István

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelménnyé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékeni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (**kötelező**, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel**
c) **Összefoglalás**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diszkusszió)
h) **Eredmények, következtetések**
i) Köszönetnyilvánítás
j) **Hivatkozott szakirodalom**
k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtós táblázat nem, kihajtós térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítása a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: RADÓCZ (1974) Galácz & VÖRÖS (1972), KUBOVICS et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: JASKÓ S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* **118/4**, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

b) kötetben közölt tanulmányok: BENSON, R.H., GOULD, S.J., SMITH, W.A. 1984: Perfection, continuity and common sense in historical geology. – In: BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. (Eds): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism.* Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek: FÖLDVÁRY, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. – World Scientific, Singapore, 571 p.

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendők. Ennek hiányában a kéziraton kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 126. 1. 1996

Tartalom – *Contents*

tisza
NYOMDA KFT